

MICHAEL STRUGALE

**ARCABOUÇO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO ARCO DE PONTA GROSSA
NO GRUPO SÃO BENTO (MESOZÓICO): IMPLICAÇÕES NA HIDRODINÂMICA
DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI E NA MIGRAÇÃO DE
HIDROCARBONETOS NA BACIA DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial
à obtenção do grau de Mestre, pelo Curso de
Pós-Graduação em Geologia Exploratória,
Departamento de Geologia, Setor de Ciências
da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Co-orientadores:

Prof. Dr. Francisco J. F. Ferreira

Prof. Dr. Ernani F. da Rosa Filho

CURITIBA

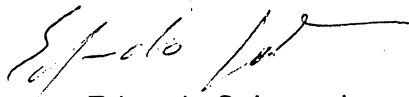
2002

TERMO DE APROVAÇÃO

Michael Strugale

“ARCABOUÇO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO ARCO DE PONTA GROSSA NO GRUPO SÃO BENTO (MESOZÓICO): IMPLICAÇÕES NA HIDRODINÂMICA DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI E NA MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA BACIA DO PARANÁ”.

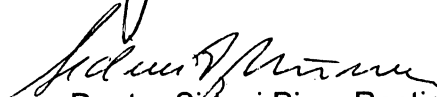
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:



Professor Doutor Eduardo Salamuni - UFPR



Doutor Edison José Milani - PETROBRÁS



Professor Doutor Sidnei Pires Rostirolla - UFPR
Presidente

Curitiba, 29 de Novembro de 2002.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
LISTA DE ABREVIATURAS	v
LISTA DE SÍMBOLOS	v
LISTA DE FIGURAS	vi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Localização e aspectos fisiográficos	2
2. OBJETIVOS	5
3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	6
4. MÉTODOS EMPREGADOS	7
4.1. Dados regionais	7
4.2. Dados de campo	10
4.3. Metodologia de avaliação da interferência das falhas na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani	12
4.4. Metodologia de avaliação da migração de hidrocarbonetos	13
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA	16
5.1. Bacia do Paraná: aspectos gerais	16
5.2. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná	19
5.2.1. Arco de Ponta Grossa e estruturas associadas	19
5.3. Estratigrafia da área	21
5.3.1. Formação Rio do Rasto	22
5.3.2. Formação Pirambóia	24
5.3.3. Formação Botucatu	27
5.3.4. Formação Serra Geral	28

6. TECTÔNICA PENECONTEMPORÂNEA NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO	33
6.1. Características locais da Formação Rio do Rasto	33
6.2. Estruturas penecontemporâneas compressivas	34
6.3. Estruturas penecontemporâneas extensionais e de colapso	40
6.4. Estruturas rúpteis pós-permianas	41
6.5. Discussão	42
7. GEOLOGIA ESTRUTURAL	44
7.1. Fotolineamentos	44
7.1.1. Família N40-55W	46
7.1.2. Família N40-60E	48
7.1.3. Família N-S e E-W	48
7.2. Compartimentação estrutural de disposição espacial da Formação Botucatu	49
7.3. Aeromagnetometria	54
7.3.1. Gradiente horizontal, amplitude e fase do sinal analítico	56
7.4. Análise estrutural descritiva	59
7.4.1. Estruturas planares	60
7.4.2. Estruturas lineares e de preenchimento	68
7.5. Análise estrutural cinemática	69
7.5.1. Descontinuidades prévias	69
7.5.2. Falhas do evento D1	70
7.5.2.1. Estilo estrutural do Evento D1	72
7.5.3. Falhas do Evento D2	75
7.6. Análise estrutural dinâmica	77
7.7. Discussão	82

8. IMPLICAÇÕES DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL NA HIDRODINÂMICA DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI	89
8.1. Arcabouço estrutural	92
8.2. Propriedades das fraturas nos arenitos das Formação Pirambóia e Botucatu	95
8.3. Disposição espacial da Formação Botucatu	96
8.4. Potenciometria regional	98
8.5. Resultados e discussão	101
9. IMPLICAÇÕES NA MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA BACIA DO PARANÁ	106
9.1. Hidrocarbonetos e sistemas petrolíferos na Bacia do Paraná	107
9.2. Implicações das falhas na migração de hidrocarbonetos	109
9.2.1. Influência das falhas NW-SE na migração	111
10. CONCLUSÕES	121
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125
ANEXO I	Mapa geológico na escala 1:250.000
ANEXO II	Planilha de pontos de campo

AGRADECIMENTOS

Ao mestre Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla pela objetiva e inestimável contribuição ao meu desenvolvimento científico e eterna disposição em ensinar e discutir geologia.

Aos profs. Drs. Francisco José Fonseca Ferreira (chico) e Ernani Francisco da Rosa Filho, pelo ensino e motivação para o desenvolvimento do trabalho, especialmente nas áreas da geofísica/geologia regional e hidrogeologia.

Ao Prof. MSc. Fernando Mancini (DaLata), o terceiro co-orientador deste trabalho, cuja contribuição através de longas discussões geológicas no campo e escritório e seus rigorosíssimos “pentes-finos” nos trabalhos foram fundamentais e aos quais sou muito grato.

Ao Geólogo Carlos Vieira Portela Filho (C-A-O), colega de mestrado e de Petrobrás, pelo convívio, grande amizade e processamento dos dados aeromagnetométricos.

Aos professores do Departamento de Geologia da UFPR, Alberto Pio Fiori, Rodolfo José Angulo, Paulo César Soares, Eleonora Maria Gouveia Vasconcellos e Eduardo Salamuni, pelos ensinamentos e discussões geológicas. Ao Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes (Lurdinha) pelo auxílio nas descrições das lâminas e nos trabalhos de campo. Ao Prof. Augustinho Rigoti pelo auxílio na elaboração dos *abstracts* dos artigos e desta dissertação.

Ao Geólogo MSc. Eduardo Chemas Hindi, do Laboratório de Pesquisas Hidrogeológicas da UFPR (LPH), por compartilhar seu conhecimento prático de hidrogeologia, motivação e frutíferas discussões.

Ao Geólogo MSc. Rodoilton Stevanato (Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada - UFPR) pela incrível capacidade de conciliar suas pertinentes dicas e experiência com um grande bom humor.

A “turma lá da sala”, Bárbara Trzaskos-Lipski, Fernando Vesely, Isabella Françoso Rebutini Figueira, Marcelo Kulevycz Bartoszeck, Ronaldo Paulo Kraft, Adriane Fátima de Campos e Josenilda Nascimento Lonardelli, pelas mais diversas contribuições, seja nos trabalhos de campo, na interpretação e discussão dos dados, auxílio na operação dos *softwares* e correção de artigos e de capítulos desta dissertação.

Aos bolsistas de graduação Cristiane Tinoco dos Santos e, especialmente, ao Rafael Corrêa de Freitas, pela confecção de mapas e figuras.

A galera do mapeamento sedimentar 2001, pelos trabalhos de campo e disponibilização de seus materiais para este trabalho.

Aos organismos que financiaram e assim tornou este trabalho viável: CNPq (processo 463002-008), CTPETRO/FINEP/Petrobrás (Projeto MODRES); a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado.

À Universidade Federal do Paraná pelo apoio institucional.

Aos meus pais, irmão e irmã, bem como todos os demais familiares, por compreenderem minhas longas ausências no convívio familiar, sem o qual de nada adiantaria as contribuições antes citadas.

RESUMO

O presente trabalho teve como objeto de estudo as estruturas tectônicas presentes nas rochas do Grupo São Bento (Mesozóico da Bacia do Paraná), mais especificamente onde a faixa aflorante dos quartzos-arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu é seccionada pelo Arco de Ponta Grossa, região centro-norte do Estado do Paraná. Análises estruturais descritiva, cinemática e dinâmica foram utilizadas na interpretação dos dados fotogeológicos, de campo e modelos digitais de terreno.

O Arco de Ponta Grossa, uma das mais proeminentes estruturas da Bacia do Paraná, promove intensa segmentação tectônica das rochas da bacia e é acompanhado por um dos mais expressivos enxame de diques do planeta. O Mesozóico é a principal época de atividade do arco, o qual apresenta estreita relação com os processos magmáticos e epirogenéticos que levaram à abertura do Oceano Atlântico Sul, cujos reflexos na bacia são, além do próprio arco, os magmatitos intrusivos e extrusivos juro-cretáceos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento).

Compreender o arcabouço, evolução, compartimentação estrutural e morfoestrutural da área definem o objetivo central da pesquisa. Como objetivos consequentes deste, temos: (1) compreender a influência do arcabouço estrutural na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani (um dos maiores do mundo), cujas rochas-reservatório são representadas pelas Formações Pirambóia e Botucatu; (2) implicações da evolução estrutural na migração de hidrocarbonetos no Sistema Petrolífero I-RB/P (Iratí – Rio Bonito/Pirambóia), visto que as deformações ora estudadas são contemporâneas aos momentos críticos deste sistema petrolífero.

Contíguo aos objetivos supracitados, a presença de uma diversidade de estruturas tectônicas penecontemporâneas na Formação Rio do Rasto (Grupo Passa Dois – Permiano Superior) motivou a descrição e interpretação expedita das mesmas. São relacionadas ao evento orogenético de colisão do Bloco da Patagônia com a Plataforma Sul-americana, no intervalo Neo-Permiano a Neo-Triássico (Orogenia Sanrafaélica).

A área de estudo apresenta-se compartimentada por dois conjuntos de estruturas tectônicas principais, N40-55W e N40-60E (secundária), além de feições esparsas de direção E-W e N-S. Dois eventos tectônicos (D1 e D2) foram responsáveis pela geração e reativação das estruturas rúpteis das rochas do Grupo São Bento na área:

- D1) atuou no Eo-Cretáceo e apresenta regime tectônico predominantemente extensional, com componente direcional dextral nas falhas noroeste; responsável pela colocação dos diques;
- D2) compreende a maior quantidade de fraturas observadas nos afloramentos, dentre as quais bandas de deformação nos arenitos. Apresenta regime transtensional e o $SH_{\text{máx}}$ varia entre NE-SW e ESE-WNW, com intervalo de atuação do Neo-Cretáceo ao Terciário.

O arcabouço estrutural do Arco de Ponta Grossa promove inflexões e compartimentações nas curvas potenciométricas do SAG, que somadas ao condicionante regional do fluxo, controlado pelo mergulho regional das camadas, condiciona a hidrodinâmica do aquífero. Os eventos tectônicos D1 e D2 promovem dois momentos de formação/destruição de trapas estruturais, que por sua vez condicionam pulsos de migração de hidrocarbonetos através das falhas enquanto estas apresentam-se ativas.

ABSTRACT

Tectonics in the São Bento Group (Mesozoic of the intracratonic Paraná Basin), particularly in the quartz-sandstones of Pirambóia and Botucatu formations is analyzed. In the study area, these formations are intersected by the Ponta Grossa Arch, center-north of Paraná State, South Brazil. Descriptive structural analysis, plus kinematics and dynamics analyses were used in the interpretation of the photo-geological data, field observation and digital terrain models.

The Ponta Grossa Arch, one of the most prominent regional structure of the Paraná Basin, is defined by curved geological contacts which are tilted by an impressive swarm of dykes. The major tectonic movements of the arch happen in the Mesozoic. They are intrinsically related to the South Atlantic opening process. The main consequences of this tectonic process are, apart from the arch itself, the Juro-Cretaceous extrusive and intrusive basic rocks related to the Serra Geral (São Bento Group) basaltic floods.

Understanding the structural framework and related tectonic evolution of the study area is the main objective of this research. Other more specific objectives include: (1) to understand the hydrodynamic implication of tectonics in the Guarani Aquifer System, one of world's largest groundwater reservoir, whose reservoir-rocks are constituted by Pirambóia and Botucatu formations; (2) to understand the effects of the tectonic evolution on the hydrocarbon migration, as the most important hydrocarbon generation took place while the tectonic activities were on.

Additionally, the observed diversity of syn-depositional tectonic structures in the Rio do Rasto Formation (Late Permian) is briefly described and interpreted. These structures are closely related to orogenic events that affected the southern rim of South America Platform during Hercynian Tectonic Cycle (La Ventana and Cape fold belts).

Two main sets of lineaments are observed to compartmentalize the study area. Their directions are N40-55W and subordinate N40-60E. Sparse secondary trends E-W and N-S are also seen. Two fragile deformation episodes (D1 and D2) were distinguished. They are responsible for the generation and reactivation of structures affecting rocks of the São Bento Group:

- D1 – (Early Cretaceous): responsible for the emplacement of dolerite dyke swarm, an essentially extensional event, with local dextral strike-slip component;
- D2 – (Late Cretaceous up to Tertiary): the event responsible for most outcropping structures, including deformation bands on sandstones. It exhibits a transtensional strike-slip regime, with SH_{max} varying between NE-SW to ESE-WNW directions.

The structural framework of the Ponta Grossa Arch promotes inflections and segmentations of the potentiometric lines of the Guarani Aquifer System. These effects are added to the regional flux, conditioned by the dip of the strata. The two tectonic events promote two different hydrocarbon migration stages through the active faults, as well as trap formation and rearrangement episodes.

LISTA DE ABREVIATURAS

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITC-PR – Instituto de Terras e Cartografia do Paraná (atual SEMA – Secretaria de Estado do Meio Ambiente)
MDT – Modelo digital de terreno
SAG – Sistema Aquífero Guarani
ZF – Zona de falha N40-55W
ZF NE – Zona de falha N40-60E

LISTA DE SÍMBOLOS

σ_1 – Esforço principal máximo
 σ_2 – Esforço principal intermediário
 σ_3 – esforço principal mínimo
 $SH_{máx}$ – Esforço principal máximo horizontal

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** localização e principais vias de acesso à área de estudo **Pág. 3**
- Figura 1.2:** Modelo Digital de Terreno da área de estudo, com as principais feições orográficas **Pág. 3**
- Figura 4.1:** articulação das aerofotografias escala 1:70.000 utilizadas na fotointerpretação **Pág. 9**
- Figura 4.2:** Articulação, escala e órgão executor das folhas topográficas que recobrem a área de estudo **Pág. 9**
- Figura 4.3:** mapa de pontos e caminhamento na área de estudo **Pág. 10**
- Figura 4.4:** Metodologia utilizada na determinação das paleotensões máxima, intermediária e mínima, utilizando plano estriado (acima) e fraturas conjugadas (abaixo) (fonte: Goldstein & Marshak, 1998) **Pág. 12**
- Figura 4.5:** (a) desenvolvimento sequencial de fraturas de cisalhamento através de experimento em caixa de areia sobre falha dextral; (b) compilação teórica e experimental das fraturas teóricas sob cisalhamento simples (Fonte: Hancock, 1994) **Pág. 12**
- Figura 4.6:** Mapa com as direções de fluxo de drenagem de petróleo perpendiculares ao contorno estrutural (mod. Allen & Allen 1990 *apud* Rostirolla 1999) **Pág. 15**
- Figura 5.1:** Localização da Bacia do Paraná na América do Sul (fonte: Zalán *et al.* 1990) **Pág. 17**
- Figura 5.2:** Mapa de isópacas totais (preenchimentos sedimentar e vulcânico) da Bacia do Paraná (fonte: Zalán *et al.* 1990) **Pág. 17**
- Figura 5.3:** Carta estratigráfica da Bacia do Paraná compreendendo as unidades litoestratigráficas depositadas entre o Carbonífero Superior e o Cretáceo Inferior (mod Milani *et al.* 1994) **Pág. 18**
- Figura 5.4:** Principais estruturas arqueadas da Bacia do Paraná (a esquerda) e os alinhamentos magnéticos/estruturais que afetam ou são contíguos à área de estudo. **Pág. 20**
- Figura 5.5:** Coluna estratigráfica da área de estudo (Mod. Soares 1975) **Pág. 22**
- Figura 5.6:** Mapa geológico simplificado da área de estudo, onde estão representadas apenas as falhas que limitam unidades litoestratigráficas. Para visualizar o mapa completo em escala 1:250.000, vide ANEXO I **Pág. 23**
- Figura 5.7:** Seção esquemática simplificada da distribuição das unidades litoestratigráficas na área de estudo. A direção de mergulho regional das formações Rio do Rasto e Pirambóia é apenas ilustrativa pois não pode ser observada na área. **Pág. 25**
- Figura 5.8:** Fotomosaico exemplificando um dos afloramentos do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, com uma camada arenosa apresentando truncamento erosivo (setas) no topo (BR-376, Serra do Cadeado) **Pág. 26**
- Figura 5.9:** Fotomosaico do contato entre a Formação Rio do Rasto (base) e a Formação Pirambóia, onde as setas indicam a sutil feição tipo *top lap*, cuja representação é mostrada na Figura 5.10. Observam-se algumas estratificações cruzadas de baixo ângulo na Formação Pirambóia (ponto 14). **Pág. 26**
- Figura 5.10:** Relações de contato entre as formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu (Fácies Torrencial) na Serra Fria (ponto 14, PR-090, próximo a São Jerônimo da Serra) **Pág. 26**

- Figura 5.11:** Montagem fotográfica de afloramento da Formação Pirambóia na estrada Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí (ponto 124), onde estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo apresentam-se confinadas por superfícies de reativação (desenho), as quais contêm laminações siltico-argilosas de cor verde. **Pág. 27**
- Figura 5.12:** Aspectos geomorfológicos das formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu no Morro das Antenas – Serra do Cadeado. **Pág. 29**
- Figura 5.13:** Escarpa de falha (bloco da esquerda baixo) com arenitos da Fácies Eólica da Formação Botucatu silicificados (Serra do Cadeado) **Pág. 29**
- Figura 5.14:** Nível de bolas de siltito argiloso na Fácies Torrencial da Formação Botucatu (cava de areia ao lado da PR-090, ponto 14) **Pág. 29**
- Figura 5.15:** contato irregular da Formação Pirambóia com a Formação Botucatu (ponto 14): notar as bolas de argila na Formação Pirambóia e laminações convolutas na Formação Botucatu acima. **Pág. 29**
- Figura 5.16:** Contato abrupto entre as fácies da Formação Botucatu (torrencial na base e eólica no topo) na rodovia Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí (ponto 125) **Pág. 29**
- Figura 5.17:** Parte de conjunto de *foresets* de estratificação cruzada acanalada na Fácies Eólica da Formação Botucatu (ponto 4, Morro das Antenas, Serra do Cadeado) **Pág. 29**
- Figura 5.18:** Paredão sustentado por dacitos porfíricos da Formação Serra Geral, junto ao Salto Apucarantina (ponto 47) **Pág. 31**
- Figura 5.19:** “Primeira” camada de arenito *intertrapp* na BR-376 (Serra do Cadeado), com 5 m de espessura média **Pág. 31**
- Figura 5.20:** Aspecto bastante irregular do contato basal do “primeiro” arenito *intertrapp* (BR-376, Serra do Cadeado), mesmo afloramento da Figura 2 de Salamuni & Bigarella (1967) **Pág. 31**
- Figura 5.21:** “Segundo” arenito *intertrapp* com cruzadas acanaladas (notar basalto sotoposto) na BR-376, Serra do Cadeado (ponto 150) **Pág. 31**
- Figura 5.22:** Clastos de basalto vesicular alterado na base do arenito *intertrapp* (ponto 146), mesma camada de arenito da foto ao lado **Pág. 31**
- Figura 5.23:** Contato entre dique de diabásio (a direita) e soleira (à esquerda). Notar as disjunções subverticais na soleira e sub-horizontais no dique (Cachoeira Chicão 1, no Rio Bufadeira próximo à Faxinal – ponto 83) **Pág. 32**
- Figura 5.24:** Serra dos Agudos (esquerda) e Serra Grande (direita), ambas sustentadas por diques de diorito pórfiro com mais de 100 m de espessura **Pág. 32**
- Figura 5.25:** Pico Agudo, com o Rio Tibagi à direita, cuja crista alinhada é sustentada por um dique de diorito pórfiro **Pág. 32**
- Figura 6.1:** Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto (BR-376 – Serra do Cadeado). O dique foi deslocado durante a intrusão pela presença de uma camada dúctil (folhelho roxo), segundo Kattenhorn & Watkeys (1995). **Pág. 35**
- Figura 6.2:** Fotografia dos siltitos arroxeados do Membro Serrinha, afetados por falha normal (170/85) e com porção impregnada por óleo (porção tracejada à direita da foto) (BR-376, próximo a Bairro dos França) **Pág. 35**
- Figura 6.3:** Interpretação dos paleotensores a partir das dobras e falhas de cavalgamento penecontemporâneas da Formação Rio do Rasto. **Pág. 36**

Figura 6.4: Sucessão de registros deformacionais penecontemporâneas (ponto 152, BR-376 na Serra do Cadeado). O croqui esquemático mostra as relações entre a sinclinal da dobra na seção pelítica inferior com o canal fluvial e prováveis depósitos de barra em pontal da seção arenosa, média, a qual apresenta espessamento de seção relacionada à falha de crescimento. Notar que as camadas na seção pelítica superior estão pouco perturbadas.

Pág. 37

Figura 6.5: Dobra sinclinal simétrica na Formação Rio do Rasto, onde no eixo ocorre uma lente de arenito deslocado provavelmente por migração lateral de um canal meandrante, aproveitando o baixo topográfico gerado pela dobra. As camadas dobradas configuram uma feição de truncamento tipo *top lap* com a camada superior, a qual não apresenta deformação (BR-376, próximo à praça de pedágio Mauá da Serra)

Pág. 37

Figura 6.6: Dobra aberta na seção areno-pelítica basal, que controla irregularidades na superfície sobre a qual depositou-se a seqüência pelítica do topo. Esta, por sua vez, assentou-se horizontalmente sobre a superfície tectonicamente perturbada.

Pág. 38

Figura 6.7: Provável falha inversa com componente direcional, caráter este inferido a partir das dobras de arrasto na porção direita da foto. Entretanto, a dificuldade na definição do tipo de falha decorre da descontinuidade das camadas no blocos da estrutura.

Pág. 38

Figura 6.8: Dois painéis fotográficos que exemplificam a intensidade da deformação penecontemporânea em siltitos laminados do Membro Morro Pelado (BR-376, Serra do Cadeado: pontos 157 acima e 158, abaixo). Observa-se uma predominância de estruturas compressivas, representadas por falhas de cavalgamento com dobras de arrasto, dobras de crescimento, assimétricas, irregulares e por vezes convolutas. Feições de erosão e de possíveis colapsos de sedimentos são incomuns nesses afloramentos.

Pág. 39

Figura 6.9: Exemplo de estrutura gerada por colapso de material inconsolidado, onde nota-se a erosão das camadas inferiores, associada a um canal fluvial inferiores e ao próprio escorregamento, enquanto que as camadas superiores não apresentam-se perturbadas.

Pág. 40

Figura 6.10: Três registros deformacionais em siltitos arenosos do Membro Morro Pelado (ponto 166 – BR-376): a direita, provável registro da tectônica penecontemporânea permiana, representado por dobras de arrasto em plano orientado aproximadamente a E-W; falhas tênues a 145/40; e falhas concentradas próximo a parede do dique de diabásio e que foram relacionadas à reativação Cenozóica promovida pelo Evento D2

Pág. 41

Figura 6.11: Estrutura grabenforme marcado pelo deslocamento da camada arenosa (mais clara) em meio aos siltitos laminados vermelhos. As direções dos planos a direita e a esquerda da foto são, respectivamente, 192/63 e 05/85 (ponto 157, BR-376, Serra do Cadeado). Estas falhas são compatíveis com um binário compressivo segundo E-W (Evento D2)

Pág. 42

Figura 7.1: Mapa de fotolineamentos filtrados, negativos e positivos (diques), indicando as rosetas de freqüência para cada uma das unidades com maiores áreas de afloramento (Grupo Passa Dois e Formação Serra Geral)

Pág. 45

Figura 7.2: Dados de alinhamentos fotogeológicos brutos, a partir dos quais, em conjunto com o MDT e imagem Landsat TM 7, foram identificadas as ZFs. Nesta figura, é mostrada apenas a parte leste da área de estudo onde apresentam-se quatro destas estruturas.

Pág. 47

Figura 7.3: Imagem Landsat TM 7 de parte da área de estudo, na qual é mostrada a expressão orográfica e a continuidade das ZFs, representando uma parte do enxame de diques relacionado ao Arco de Ponta Grossa. Notar que alguns diques prolongam-se na cobertura basáltica, no extremo noroeste da figura.

Pág. 47

Figura 7.4: Zonas de falha NW e NE relacionadas ao Arco de Ponta Grossa e a ZF Guaxupé (N60E), respectivamente, indicando os principais traços de falhas de direção N40-60E (Strugale *et al.* 2002b).

Pág. 50

- Figura 7.5:** Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Botucatu sobreposto às ZFs, indicando também os feixes de falhas N40-60E mais conspícuos e os blocos morfotectônicos **Pág. 51**
- Figura 7.6:** Modelo digital pseudoiluminado de terreno (MDT) com as indicações dos blocos morfotectônicos e das ZFs que os limitam **Pág. 53**
- Figura 7.7:** Modelo digital de terreno (MDT) da região de São Jerônimo da Serra, onde observa-se o *horst* Rio do Tigre (ver item 7.5.2) e de algumas falhas E-W na altura de Terra Nova e São Jerônimo da Serra. O Morro do Paredão (porção inferior da figura) é sustentado por um dique de diorito pórfiro. **Pág. 53**
- Figura 7.8:** – Localização da área do estudo no mapa magnético parcial do Estado do Paraná (Ferreira & Portela Filho, 2002). **Pág. 55**
- Figura 7.9:** Mapa magnético residual da área de estudo. **Pág. 58**
- Figura 7.10:** Mapa magnético do gradiente horizontal de ordem zero da área de estudo **Pág. 59**
- Figura 7.11:** Diagramas de projeção ciclográfica com análise cinemática das falhas medidas em campo. **Pág. 61**
- Figura 7.12:** Falhas em tesoura: (a) aspecto das falhas em mapa; (b) desenho esquemático da geometria dessas falhas; (c) croqui de afloramento (ponto 188) do plano da falha, com rejeito vertical de no mínimo 100 m. Há estrias que indicam reativação sinistral na falha principal. **Pág. 62**
- Figura 7.13:** Exemplos de falhas descontínuas em afloramentos de arenitos das formações Pirambóia e Botucatu: (a) falhas normais (240/60) na fácies torrencial da Formação Botucatu, Serra do Gato (ponto 39); (b) microfalhas sin-deposicionais em arenito *intertrapp*, Serra do Cadeado (ponto 68); (c) fraturas escalonadas na Formação Pirambóia (ponto 125, estrada Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí), indicando cinemática dextral (plano 48/84); (d) zona de cisalhamento em arenitos eólicos (Formação Botucatu), com direção média 150/85 (ponto 171); (e) falha normal (217/80) na fácies torrencial da Formação Botucatu, periferia de São Jerônimo da Serra (ponto 183); (f) e (g) fraturamentos escalonados (150/75, dextrais) em arenitos silicificados da Formação Botucatu (ponto 224, Serra do Cadeado) **Pág. 64**
- Figura 7.14:** Exemplos de falhas em afloramentos nas rochas da Formação Serra Geral e nas intrusivas básicas: (a) fraturas escalonadas em falha normal sinistral (176/88) nos dacitos porfíricos da Formação Serra Geral (pedreira de Faxinal, ponto 154); (b) plano (112/85) preenchido por calcita euédrica (ponto 162); (c) zona de falha E-W normal, com sigmóides e drusas de calcita (dique de diabásio, cortes da ferrovia Ponta Grossa - Apucarana, ponto 167); (d) fraturas escalonadas (292/84) de falha sinistral em dique de diabásio (pedreira CESBE, ponto 230); (e) Fraturas onduladas (91/88) na Formação Serra Geral na rodovia PR-090 (Nova Santa Bárbara, ponto 5); (f) Zona de falha E-W na pedreira CESBE, com fraturas sigmoidais que indicam movimento normal (ponto 230). **Pág. 65**
- Figura 7.15:** Exemplos de falhas contínuas com bandas de deformação nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu: (a,b,c) bandas de deformação em falha normal sinistral na Formação Pirambóia, junto à U.H. Apucarantina, Rio Apucarantina (ponto 40); (d) bandas de deformação sinistrais anastomosadas (35/88) em arenitos eólicos da Formação Botucatu, Morro das Antenas (ponto 4); (e) Bandas de deformação milimétricas em arenitos da Formação Botucatu (ponto 187), indicando feição tipo *pull-apart*, com falha normal a 190/89. **Pág. 66**
- Figura 7.16:** Fotomicrografias de bandas de deformação – esquerda: banda de deformação (direção 150/80) na Formação Botucatu (ponto 4) – direita: zona de *gouge* da banda de deformação da U.H. Apucarantina (Formação Pirambóia, ponto 40) **Pág. 67**

- Figura 7.17:** Exemplos de falhas com feições lineares indicativas de movimentação nas rochas básicas: (a) estrias de atrito em carbonato fibroso em falha dextral 349/86 (Formação Serra Geral, PR-090, ponto 5); (b) sulcos na rocha e carbonato euédrico posterior (ponto 5, plano 91/88); (c) estrias de atrito com forte cominuição de material em falha sinistral 170/63 (BR-376 – Imbaú, ponto 151); (d) falha normal oblíqua (plano 110/88) em dique de diabásio (corte da ferrovia, ponto 167). **Pág. 69**
- Figura 7.18:** Exemplos de diques com geometrias sigmoidais e deslocamentos à direita que indicam movimentação dextral, de acordo com os campos de paleotensões locais do Evento D1. Notar que a geometria ondulada dos diques acompanham o traçado das falhas. **Pág. 72**
- Figura 7.19:** Perfil geológico NE-SW esquemático mostrando os principais estilos estruturais e suas relações com as principais estruturas tectônicas do Arco de Ponta Grossa, identificadas em mapa. **Pág. 73**
- Figura 7.20:** Perfil geológico NE-SW da porção leste da área de estudo, mostrando a forte compartimentação estrutural impressa pelas falhas NW (Strugale *et al.* 2002b). **Pág. 74**
- Figura 7.21:** Principais elementos morfoestruturais e estruturais do *horst* Rio do Tigre: (a) fotomosaico onde observa-se a geometria alinhada, balizada por grande falhas normais; (b) perfil geológico NE-SW, mostrando as falhas e os basculamentos por elas provocados nas camadas sedimentares. **Pág. 75**
- Figura 7.22:** Dique de diorito que sustenta a borda nordeste do *horst* Rio do Tigre (visão para NE) **Pág. 75**
- Figura 7.23:** Outro aspecto do dique de diorito da figura anterior (visão para sul), onde observa-se um dique de diabásio próximo do fundo do vale (setas brancas) **Pág. 75**
- Figura 7.24:** Tabela-resumo das paleotensões e das falhas formadas e/ou reativadas durante cada evento (diagramas de isolinhas: Rede de Schimidt, hemisfério inferior) **Pág. 81**
- Figura 7.25:** Migração do *hot spot* Tristão da Cunha nos últimos 130 Ma (fonte: O'Connor & Duncan 1990) **Pág. 84**
- Figura 7.26:** Aspectos da disposição espacial dos elementos que compõem o Arco de Ponta Grossa, e a proposta deste trabalho (a direita) para a compartimentação estrutural do arco durante o Eo-Cretáceo com as principais estruturas e feições morfotectônicas relacionadas observadas na área de estudo. **Pág. 85**
- Figura 8.1:** Mapa das falhas e fotolineamentos, com as rosetas das fraturas nas unidades mais importantes e o contato simplificado do Grupo São Bento com o Grupo Passa Dois (setor a sudeste do contato) **Pág. 93**
- Figura 8.2:** Imagem Landat TM 7 mostrando feixes de diques de diabásio adentrando no afloramentos do Grupo São Bento. Notar que os diques não atravessam os derrames de dacito porfirítico entre Faxinal e Cruzmaltina. **Pág. 94**
- Figura 8.3:** Fotografias de afloramentos onde foram descritas falhas de direção N40-50W nos arenitos, com bandas de deformação e diques de diabásio, que teriam papel de barreiras ao fluxo no SAG: A) Feixe de bandas de deformação no Rio Apucarantina (U.H. Apucarantina) – Formação Pirambóia, associadas a falha normal-sinistral; B) Bandas de deformação na Formação Botucatu, nas proximidades de São Jerônimo da Serra; C) Dique de diabásio com enclaves de arenito em falha inversa-sinistral, que limita a Formação Pirambóia (esquerda) e a fácies Torrencial da Formação Botucatu (direita) – BR-376 (Serra do Cadeado) **Pág. 96**
- Figura 8.4:** Perfil geológico NE-SW confeccionado da porção leste da área de estudo, exemplificando a intensidade da deformação relacionada ao Evento D1 numa distância de apenas 28 km, cujas falhas comportam-se como barreiras hidrodinâmicas no SAG. **Pág. 97**

- Figura 8.5:** Mapa de contorno do topo da Formação Botucatu com sobreposição das ZFs (Capítulo 7) e das falhas N40-60E mais contínuas nos fotolineamentos. **Pág. 98**
- Figura 8.6:** Superfície potenciométrica do SAG no Estado do Paraná, construído a partir de dados da Sanepar e Petrobrás **Pág. 100**
- Figura 8.7:** Gráficos mostrando a comparação entre as curvas altimétricas de potencimetria e dos contornos de topo da Formação Botucatu, num perfil transversal às estruturas NW (localização: vide Figura 8.5) **Pág. 100**
- Figura 8.8:** À esquerda um detalhe do mapa potenciométrico do SAG (Figura 8.6), onde observa-se a influência das duas maiores estruturas tectônicas do Arco de Ponta Grossa nas curvas potenciométricas; a direita uma postulação sobre a influência local do arcabouço estrutural das falhas NW na potencimetria. **Pág. 102**
- Figura 8.9:** Arcabouço estrutural-magnético sobreposto ao mapa potenciométrico do Aquífero Serra Geral na região de Londrina – Maringá (fonte: Portela Filho *et al.* 2002) **Pág. 104**
- Figura 8.10:** Arcabouço estrutural-magnético sobreposto ao mapa de vazões do Aquífero Serra Geral na região de Londrina – Maringá (fonte: Portela Filho *et al.* 2002). **Pág. 104**
- Figura 9.1:** Distribuição em área do volume de hidrocarbonetos migrados como decorrência do efeito termal das intrusivas básicas no Membro Assistência da Formação Irati, onde $V \text{ m}^3/\text{km}^2 = 2.5 \times 1.66 \times \text{DSm} \times h \text{ m}^3 \text{ HC}/\text{km}^2$; $\text{CI} = 500 \times 10^3$. (fonte: Araújo *et al.* 2000) **Pág. 110**
- Figura 9.2:** Modelos de formação de armadilhas estruturais para petróleo concebidos a partir da análise estrutural do Alto de Quatiguá (Rostirolla *et al.* 2000), onde: (a) evento transpressional Neo-Permiano a Eo-Triássico relacionado à Orogenia *La Ventana*, a qual apresenta relação com as estruturas tectônicas penecontemporâneas da Formação Rio do Rasto (Capítulo 6); (b) rearranjo estrutural de idade cretácica, cujo correspondente na área estudada é o início do Evento D2. **Pág. 112**
- Figura 9.3:** Isópacas da Formação Irati (excluídos os diabásios intrusivos) sobrepostas às isólitais das soleiras. Ainda, o arcabouço estrutural, onde as estruturas NW marcadas denominam-se: A) Guapiara; B) São Jerônimo – Curiúva; C) Rio Alonzo; D) Cândido de Abreu – Campo Mourão; E) Rio Piquiri; F) Caçador; G) Sinclinal de Torres **Pág. 114**
- Figura 9.4:** Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Irati para o Cretáceo Inferior, no qual é sobreposto o arcabouço estrutural, cujas principais feições NW são: A) Guapiara; B) São Jerônimo – Curiúva; C) Rio Alonzo; D) Cândido de Abreu – Campo Mourão; E) Rio Piquiri; F) Caçador; G) Sinclinal de Torres. As espessuras da escala de cores correspondem ao intervalo estratigráfico que separa as Formações Irati e Botucatu. **Pág. 115**
- Figura 9.5:** Detalhe da Figura 9.4, com o objetivo de melhor mostrar a influência dos alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo (letra B) e São Jerônimo – Curiúva (letra A) nos vetores de fluxo dos hidrocarbonetos. Notar também a presença de um paleo-alto estrutural da Formação Irati no prolongamento destas estruturas em direção à calha central da Bacia do Paraná. O perfil geológico esquemático da área de estudo (Figura 9.6) foi analogamente estendido para esta estrutura. **Pág. 117**
- Figura 9.6:** Perfil geológico esquemático da área de estudo com as principais estruturas NW (*i.e.* ZFs). O estilo estrutural observado nos afloramentos foi estendido analogamente para o prolongamento dos alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva para o interior da bacia, sobre o paleo-alto da Formação Irati (Figura 9.5), o qual deve promover uma convergência ascendente de óleo. Este por sua vez utilizaria as falhas, durante a movimentação destas, como caminhos de migração, seja por fluxo ascendente em direção à superfície, seja lateralmente para os reservatórios da Formação Rio Bonito. **Pág. 119**

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma entidade geotectônica que apresenta uma baixa densidade de informações estruturais, especialmente aquelas em níveis de semi-detálhe e detalhe. A quase totalidade dos trabalhos acerca das estruturas tectônicas são de caráter regional (e.g. Northfleet *et al.* 1969; Vieira 1973; Ferreira 1982a,b; Zalán *et al.* 1990; Soares 1992). Apenas recentemente, há estudos de geologia estrutural em escala de detalhe (Rostirolla *et al.* 2000, 2002; Strugale *et al.* 2002a,c), que revelaram a diversidade das estruturas, estilos estruturais e eventos tectônicos geradores, bem como suas implicações na evolução tectono-sedimentar da bacia.

O potencial para exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná vem sendo estudado desde o início dos trabalhos de prospecção no Brasil. Após a quebra do monopólio da exploração de petróleo, a exploração da bacia encontra-se a cargo da empresa El Paso, que opera os blocos BPAR-10 (antes operado pela Petrobrás) e BT-PR-04. No primeiro, foram descobertos pela Petrobrás as primeiras acumulações comerciais de gás (campos de Barra Bonita e Mato Rico), em reservatório permiano (Formação Campo Mourão) e gerador Devoniano (Formação Ponta Grossa). Os referidos campos apresentaram problemas de perda rápida de pressão e da não continuidade do reservatório, atribuídos à presença de estruturas tectônicas selantes.

Em relação à água subterrânea, a Bacia do Paraná apresenta um dos maiores aquíferos do mundo, o Sistema Aquífero Guarani (SAG) (Gilboa *et al.* 1976; Araújo *et al.* 1995). As dimensões horizontal e vertical, aflorante e sub-aflorante da Formação Botucatu permitem estimar que podem ser explotados, através de dezenas de milhares de poços, cerca de 10 bilhões de m³/ano, suficiente para prover cerca de 143 milhões de habitantes. Atualmente, entretanto, o número de pessoas abastecidas pelo aquífero não ultrapassa os 45 milhões (Fraga 1992).

Em vista do exposto, a presente dissertação atende à necessidade de compreender a disposição geométrica e os eventos geradores das estruturas tectônicas de uma porção da Bacia do Paraná. Sua extensa faixa aflorante, que expõem a quase totalidade das unidades sedimentares da bacia, denota o uso de modelos análogos para auxílio exploratório em subsuperfície, procedimento este que não pode ser adotado, por exemplo, na maioria das bacias marginais brasileiras portadoras de hidrocarbonetos.

1.1. Localização e aspectos fisiográficos

A área de estudo possui cerca de 5800 km² e situa-se na porção centro-norte do Estado do Paraná (Figura 1.1), entre os paralelos 23°30'S e 24°30'S, e os meridianos 50°30'W e 51°30'W. Ocupa integral ou parcialmente os municípios de São Jerônimo da Serra, Sapopema, Nova Santa Bárbara, Santa Cecília do Pavão, Assaí, Londrina, Tamarana, Ortigueira, Marilândia do Sul, Mauá da Serra, Faxinal, Cruzmaltina, Grandes Rios, Rio Branco do Ivaí e Rosário do Ivaí. As cidades que dispõem de melhor infra estrutura de hospedagem e alimentação, considerando a logística, são Faxinal, Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra.

As principais vias de acesso à área são as rodovias asfaltadas PR-090 (Rodovia do Cerne), BR-376 (Curitiba – Apucarana), PR-445 (Londrina – Mauá da Serra) e BR-272 (Ivaiporã – Mauá da Serra). Há ainda acessos secundários a partir de Cândido de Abreu, Ivaiporã e Ortigueira.

A composição essencialmente arenosa das formações Pirambóia e Botucatu, esta segunda em especial, implica uma maior resistência à erosão, fato que explica a localização dos afloramentos nas frentes da cuesta ou Escarpa Triássico-Jurássica, que limita os segundo e terceiro planaltos paranaenses (Maack, 1981).

A mais proeminente morfoestrutura da região é a Serra do Cadeado. Situada na porção central da área, coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa e apresenta altitudes de até 1300 m, com grandes escarpamentos sustentados pela Formação Botucatu e por arenitos *intertrapp* da Formação Serra Geral. Outro acidente orográfico importante é o *canyon* do Rio Tibagi (porção leste da área), onde no trecho inicial de sua incursão no terceiro planalto ocorre uma sucessão de cristas e morros testemunhos, sustentados por arenitos e diques de diorito (serras Grande, Aguda e do Gato). Em seguida, o rio corre por um vale entalhado até o limite norte da área de estudo. As expressões orográficas da área de estudo podem ser bem visualizadas no MDT (Figura 1.2).

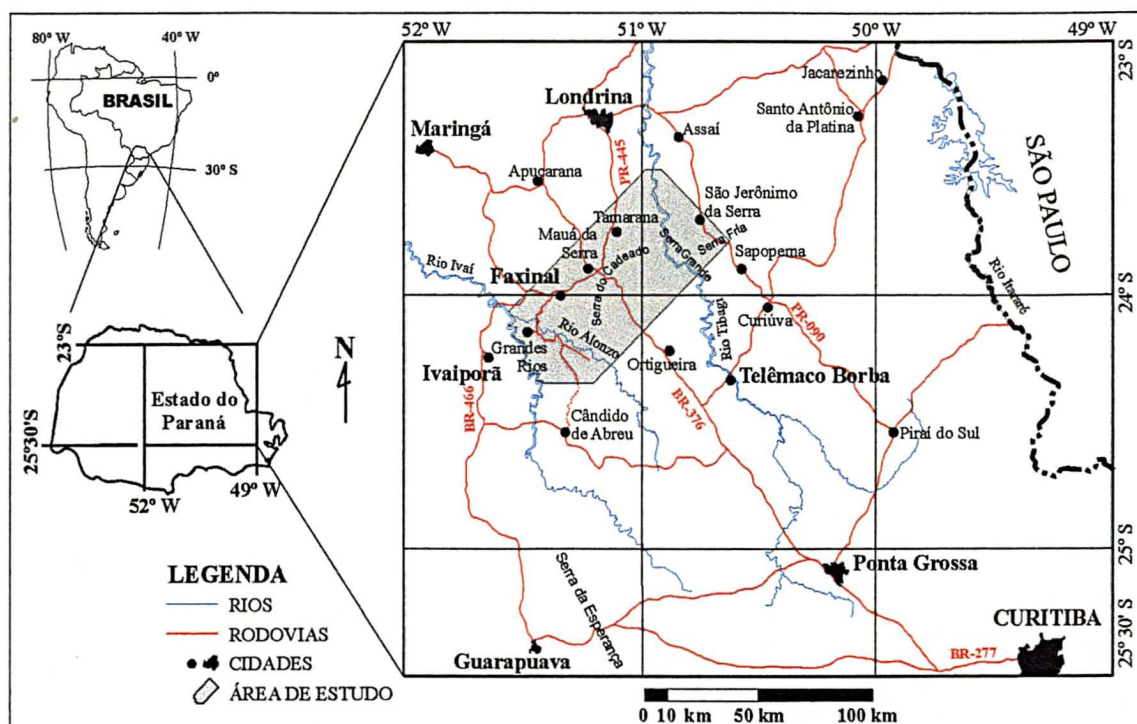


Figura 1.1: localização e principais vias de acesso à área de estudo

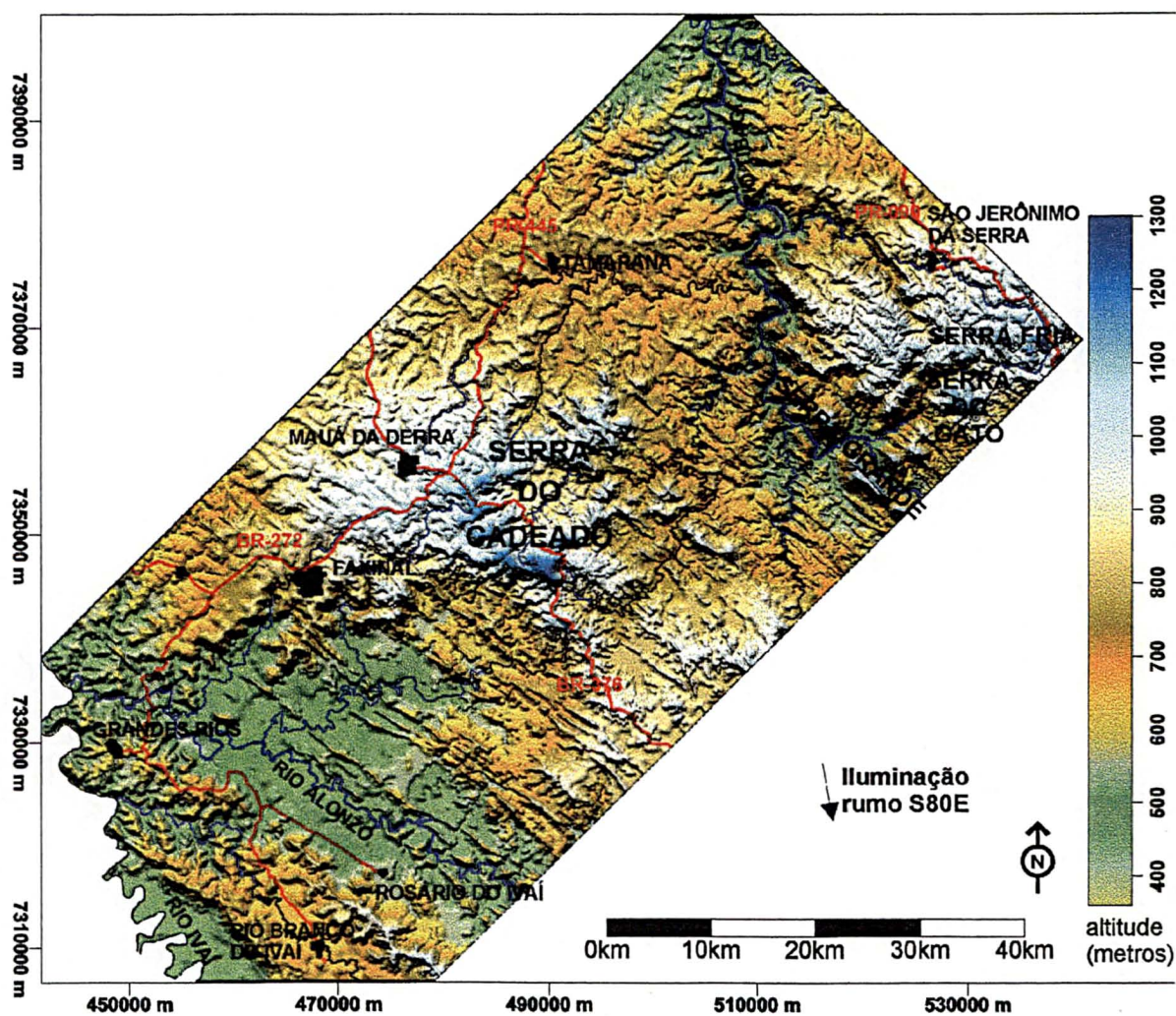


Figura 1.2: Modelo Digital de Terreno da área de estudo, com as principais feições orográficas

Acompanhando a borda sudeste da área, onde afloram as unidades pelíticas do Grupo Passa Dois, os diques mostram-se como proeminentes feições orográficas positivas e alinhadas, constituindo serras (e.g.: Serra do Facão, em Ortigueira). Estas feições são sustentadas por 3 a 5 diques mais possantes (em média). Tais serras estendem-se por dezenas a mais de uma centena de quilômetros, especialmente entre a região de Telêmaco Borba até a escarpa Triássico-Jurássica, e coincidem com a maioria das Zonas de Falha N40-55W (ver Cap. 7). Ocorrem eventuais interrupções nestas serras, promovidas por drenagens de maior porte e deslocamentos tectônicos posteriores.

2. OBJETIVOS

O presente estudo tem como meta incrementar o leque de informações acerca das estruturas tectônicas da Bacia do Paraná, especificamente na região onde a charneira do Arco de Ponta Grossa secciona a faixa de afloramentos das rochas quartzo-arenosas das formações Pirambóia e Botucatu (Grupo São Bento). A partir destas informações, são propostos modelos evolutivos e determinados os paleotensores responsáveis pela formação das fraturas. As informações estruturais são então empregadas no sentido de contribuir com o modelo hidrodinâmico regional do Sistema Aquífero Guarani, bem como identificar possíveis caminhos de migração de hidrocarbonetos controlados pelo arcabouço estrutural.

Especificamente, este trabalho tem os seguintes objetivos:

- Contribuir ao conhecimento dos litotipos e da estratigrafia das formações Pirambóia e Botucatu, na área de estudo;
- Identificar as principais direções, relações geométricas e temporais das estruturas tectônicas fotointerpretadas, e a relação de cada um dos *trends* com as morfoestruturas;
- Compreender as relações entre as estruturas tectônicas e a distribuição das unidades litoestratigráficas no mapa geológico (escala 1:250.000);
- Demonstrar as implicações da evolução estrutural e tectônica do Arco de Ponta Grossa na disposição e características dos compartimentos morfotectônicos;
- Descrever as fraturas nos afloramentos do Grupo São Bento para, juntamente com as estruturas fotointerpretadas, realizar análises estruturais descritiva, cinemática e dinâmica, com intuito de determinar os eventos tectônicos geradores e as possíveis reativações nas estruturas pretéritas;
- Correlacionar os eventos de estruturação das rochas do Grupo São Bento na área de estudo com eventos tectônicos de escala regional;
- Em decorrência da presença de uma série de estruturas tectônicas penecontemporâneas na Formação Rio do Rasto, tornou-se pertinente a descrição e interpretação, mesmo que expedita, destas estruturas quanto à disposição e origem. Assim, este assunto foi tratado como objetivo adicional deste trabalho.

3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O Capítulo 4 apresenta a descrição dos métodos e materiais empregados ao longo do trabalho, porém cada um dos capítulos subseqüentes apresenta em suas partes introdutórias uma citação dos métodos utilizados.

O Capítulo 5 trata da caracterização regional, abordando os principais aspectos da Bacia do Paraná e do Arco de Ponta Grossa, utilizando-se de revisão bibliográfica. A estratigrafia da área de estudo é apresentada também neste capítulo.

Os capítulos 6 a 9 foram elaborados prevendo sua publicação na forma de artigos e a partir de artigos já submetidos a revistas indexadas ou publicados em anais de congressos de nível nacional, de forma que cada um dos mesmos apresenta uma breve introdução ao respectivo tema e uma revisão bibliográfica, que por vezes apresenta-se diluída ao longo do texto. No fim de cada assunto, são apresentados resultados e discussões específicos. Algumas figuras importantes sob o ponto de vista, por exemplo, da geologia estrutural e da hidrodinâmica do SAG, encontram-se propositadamente repetidas nos respectivos capítulos.

O Capítulo 6 versa a respeito das estruturas tectônicas penecontemporâneas descritas na Formação Rio do Rasto, que têm implicações tanto no aspecto estratigráfico quanto para a evolução estrutural da área de estudo.

O Capítulo 7 apresenta a síntese dos principais elementos estruturais, compartimentos morfotectônicos e estruturais, englobando dois artigos submetidos. É apresentada uma análise estrutural detalhada e identificados os respectivos eventos geradores das estruturas. Estas informações são utilizadas na caracterização da evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa, o qual é situado frente ao contexto geológico regional. Neste capítulo são detalhados os elementos morfoestruturais, com o uso de modelagem digital de terreno (elevação) e dos dados brutos de fotolineamentos da região de São Jerônimo da Serra.

Os capítulos 8 e 9 contribuem no conhecimento da hidrodinâmica do SAG e da migração de hidrocarbonetos nesta porção da Bacia do Paraná, em função do arcabouço estrutural.

Por fim, é apresentada uma integração (discussão geral) que tenta sumariar conclusões gerais (Capítulo 10), levando em conta as particularidades de cada capítulo.

4. MÉTODOS EMPREGADOS

Os procedimentos metodológicos utilizados neste trabalho são referentes a dois tipos e escalas de aquisição de informações: trabalhos de campo (dados pontuais) e de escritório (dados regionais). Durante a fase de interpretação das informações, buscou-se sempre a integração entre estas fontes de informação, em função da diferença de escala das mesmas e dos tipos de aplicações possíveis, isto é, na análise estrutural e implicações para o SAG e migração de hidrocarbonetos.

O primeiro ano de trabalho foi destinado à coleta e organização dos dados de campo e escritório, ficando o período restante destinado à interpretação e integração dos dados, confecção dos artigos científicos e desta dissertação. Durante essa segunda fase, foram realizadas novas incursões ao campo para verificação das interpretações preliminares e coleta de novos dados.

Todos os mapas, cuja projeção está em UTM, têm o meridiano 51° como referência.

4.1. Dados regionais

A aquisição dos dados estruturais regionais teve início na fotointerpretação de aerofotografias na escala 1:70.000 (ano de 1962, ITC-PR). A integração e vetorização dos *overlays* no programa AutoCAD™ 2000 (AutoDesk) permitiu visualizar as principais direções e a disposição espacial dos fotolineamentos, bem como seus aspectos geométricos, feixes mais estruturados e possíveis relações temporais. Fontes adicionais de dados regionais provêm de imagens LANDSAT TM 7, Modelos Digitais de Terreno (MDTs) e dados aeromagnetométricos, além dos mapas estruturais regionais da Bacia do Paraná (Northfleet *et al.* 1969; Vieira 1973; Ferreira 1982a,b; Soares *et al.* 1982; Zalán *et al.* 1990; Soares 1992).

As aerofotografias (Figura 4.1) foram interpretadas com estereoscópios de bolso e espelho, a partir das quais extraíram-se os seguintes elementos fotogeológicos: alinhamentos de relevo (positivos e negativos), lineações de relevo (positivas e negativas) em feixe e em série, rupturas de declividade associadas a contatos litológicos (quebras de relevo positivas e negativas), indicações de mergulhos de camadas e estruturas, além de escarpas de falha. O conjunto dessas informações gerou mapas fotogeológico, morfoestrutural e dos feixes mais estruturados de cada uma das direções principais de fotolineamentos.

As interpretações das faixas mais estruturadas e as rosetas dos fotolineamentos foram realizadas a partir dos dados brutos, resultantes da vetorização dos *overlays*. Esses dados sofreram uma filtragem, a partir da qual foram desenhados os alinhamentos mais contínuos e persistentes. O mapa de alinhamentos filtrados (Capítulo 8), serviu de base para a confecção do arcabouço estrutural do mapa geológico (Anexo I), visto que os alinhamentos em estado bruto apresentam uma alta densidade de informação, que tornariam os mapas poluídos. Entretanto, parte dos dados brutos pode ser visualizada no referido capítulo, que se utiliza dos dados brutos (região de São Jerônimo da Serra) para exemplificar como foram definidas algumas das estruturas de escala regional.

O modelo digital de terreno foi construído a partir da vetorização das curvas de nível das folhas topográficas (escalas 1:50.000 e 1:100.000 – Figura 4.2), através do programa AutoCAD™ 2000. Estas folhas foram digitalizadas através de *scanner* e em seguida georreferenciadas e retificadas no programa SPRING™ 3.5 (INPE), eliminando-se as distorções para posterior vetorização. Para a interpolação e construção dos MDTs foi utilizado o programa Surfer 8™ (*Golden Software*), onde foram geradas superfícies pseudo-iluminadas representativas do relevo (Figura 1.2).

Através da integração entre o mapa geológico e as curvas de nível foi obtido um mapa de contornos do topo da Formação Botucatu, com o intuito de observar o comportamento do mergulho regional das camadas e as variações verticais nas cotas aflorantes em função das principais falhas.

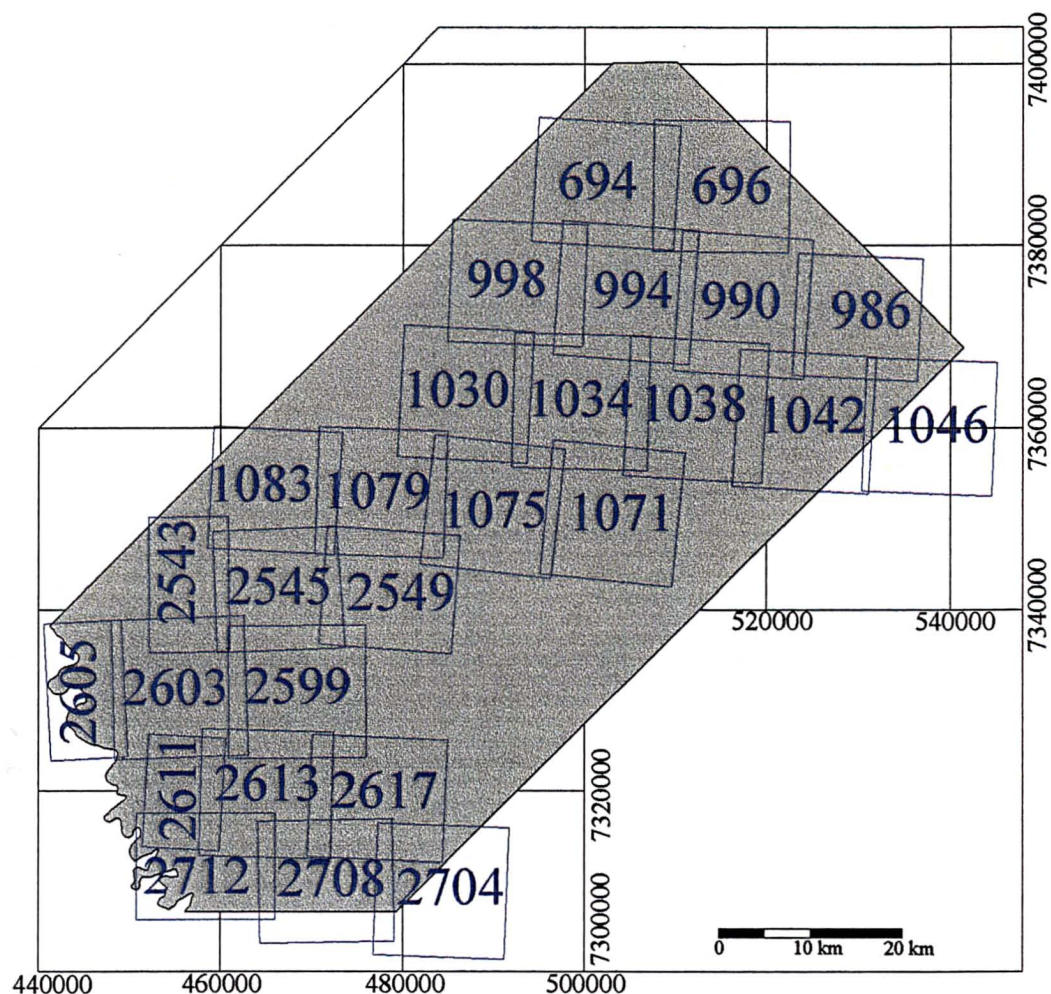


Figura 4.1: articulação das aerofotografias escala 1:70.000 utilizadas na fotointerpretação.

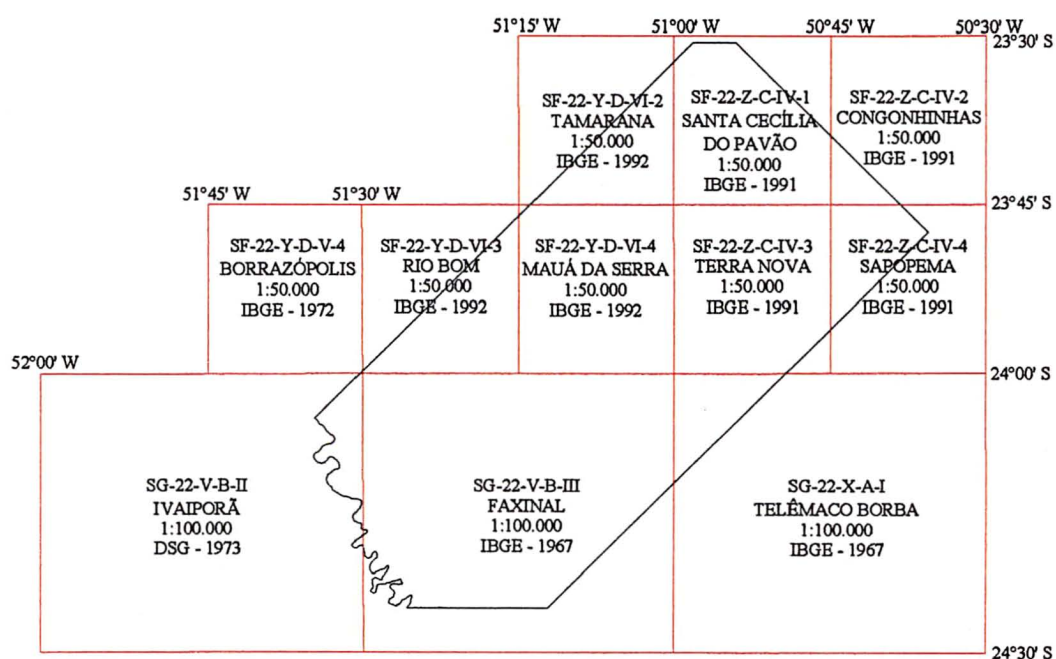


Figura 4.2: Articulação, escala e órgão executor das folhas topográficas que recobrem a área de estudo.

4.2. Dados de campo

O conjunto dos dados pontuais foi coletado em 236 afloramentos dos Grupos Passa Dois e São Bento, incluindo os diques de diabásio (Figura 4.3). O objetivo desta etapa era obter atitudes das estruturas rúpteis, tais como juntas, falhas e seus indicadores cinemáticos (notação *clar*). Foram anotados ainda aspectos relacionados à disposição das fraturas no afloramento (geometria e espaçamento) e materiais que as preenchem, sejam precipitados ou gerados por cisalhamento.

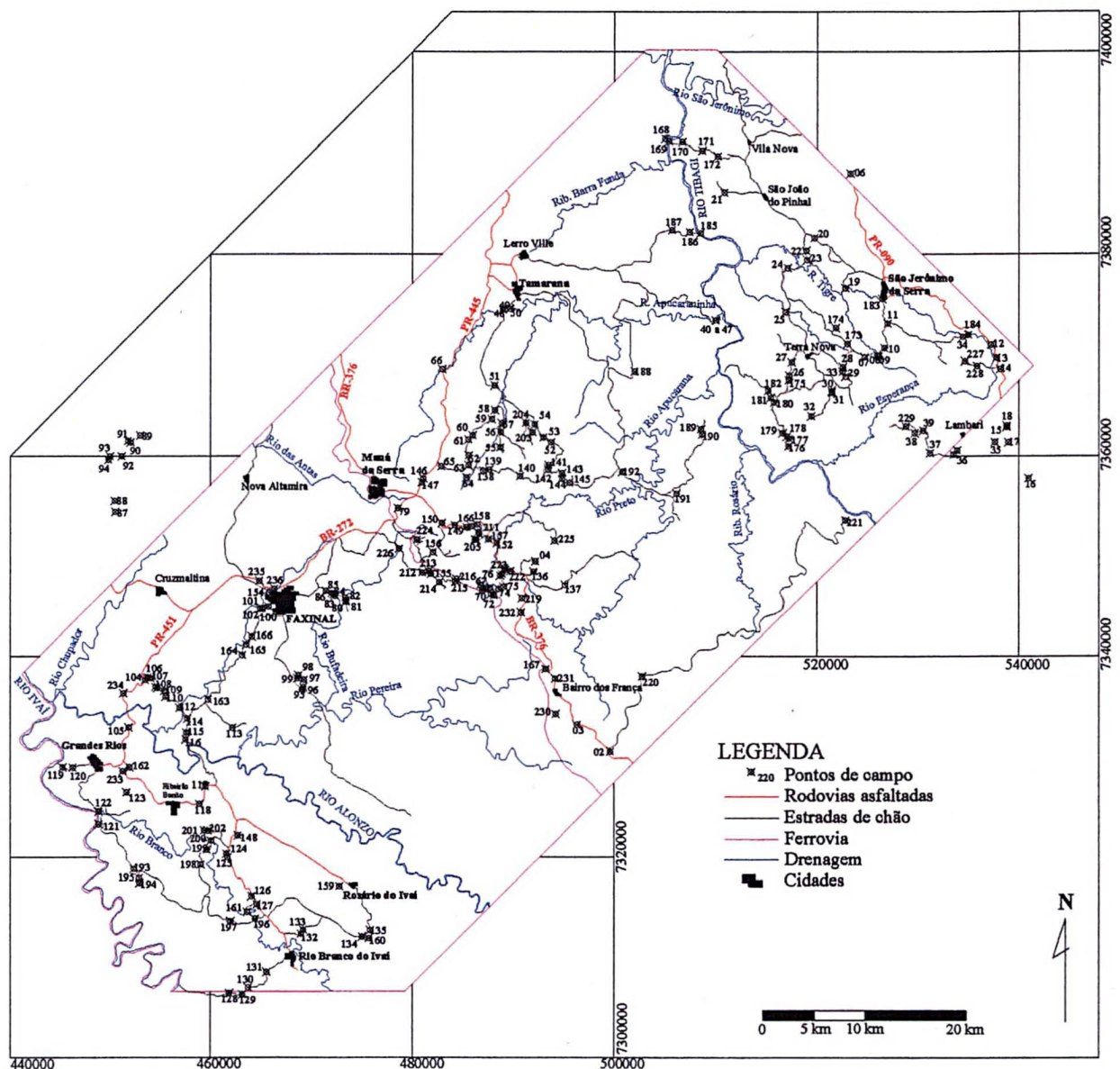


Figura 4.3: mapa de pontos e caminamento na área de estudo

Aspiramos em vão a atribuir limites às obras de criação no espaço, quer examinemos os céus estrelados, ou aquele mundo de minúsculos animais que nos é revelado pelo microscópio. Estamos preparados, portanto, para constatar que também no tempo os confins do universo estão fora de alcance do conhecimento mortal.

Charles Lyell

Os olhos deviam aprender com a razão

Kepler

Para a coleta dos dados estruturais, foram inicialmente enfatizados os afloramentos dos arenitos da Formação Botucatu, que costumam apresentar as fraturas bem evidenciadas em detrimento de indicadores cinemáticos, em razão do acamamento proeminente e da homogeneidade litológica. As rochas básicas da Formação Serra Geral, entretanto, apresentam uma boa quantidade de indicadores cinemáticos, dada a presença de materiais preenchendo as fraturas. Carbonato de cálcio, filmes de óxidos/hidróxidos e eventualmente pirita e sílica são os materiais de preenchimento mais comuns nas fraturas dessas rochas. Por outro lado, as rochas básicas apresentam freqüentes disjunções colunares, que dificultam a visualização das relações temporais e geométricas das fraturas.

Os dados de campo (cerca de 1700 medidas) foram organizados em planilha eletrônica, utilizando o programa Excel for Windows™ (Microsoft). Em seguida, foram objetos de análises estruturais descritiva (geométrica), cinemática e dinâmica (*sensu* Davis, 1984), para as quais foi necessária a confecção de uma série de diagramas estruturais e de preenchimentos.

Os dados das juntas foram agrupados em diagramas de contornos dos pólos e rosetas, que representam as medidas de cada um dos pontos e unidades litoestratigráficas. As falhas foram plotadas como grandes círculos e em seguida distribuídos espacialmente na área de estudo. Os programas utilizados foram o Stereonett 2.30 (Johannes P. Duyster) e Steronet 3.03 (Geological Software). Cada um dos indicadores cinemáticos (estrias com *steps* e fraturas escalonadas, principalmente) foi plotado manualmente, para determinar os paleotensores de cada indicador cinemático, utilizando-se o modelo andersoniano, que é uma modificação do critério de Mohr-Coulumb para geração de fraturas conjugadas em corpos de prova (Figura 4.4). As paleotensões (σ_1 , σ_2 e σ_3) foram plotadas em diagramas de isofreqüência, a partir dos quais foram determinadas as orientações preferenciais destes em cada uma das unidades estratigráficas.

As informações pontuais de fraturas e indicadores cinemáticos, em conjunto com os diversos mapas regionais (e.g.: morfoestrutural, contornos do topo da Formação Botucatu), foram interpretadas à luz dos modelos Andersoniano e de Riedel. A nomenclatura das falhas sistemáticas está baseada no modelo de Riedel (Figura 4.5): R – fratura de cisalhamento, Riedel ou sintética; R' – fratura de cisalhamento conjugada, anti-Riedel ou antitética; T – fraturas dilatantes; P – fratura sintética secundária; X – fratura antitética secundária; e Y – direção principal de

cisalhamento, formada pela superfície envoltória das fraturas R e P em estágios mais avançados de deformação.

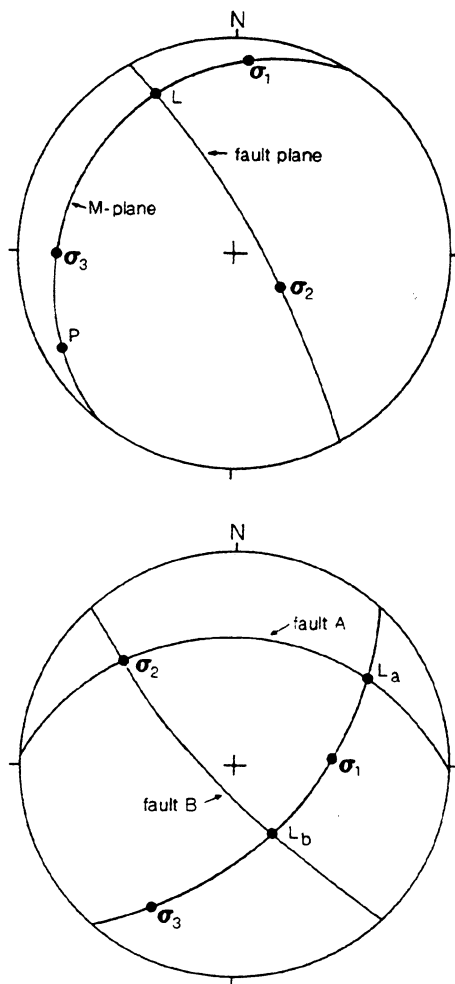


Figura 4.4: Metodologia utilizada na determinação das paleotensões máxima, intermediária e mínima, utilizando plano estriado (acima) e fraturas conjugadas (abaixo) (fonte: Goldstein & Marshak, 1998)

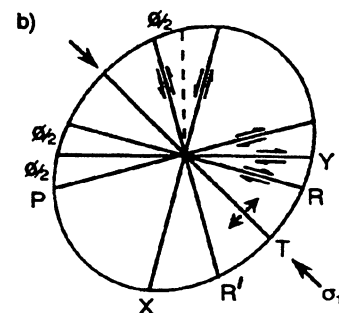
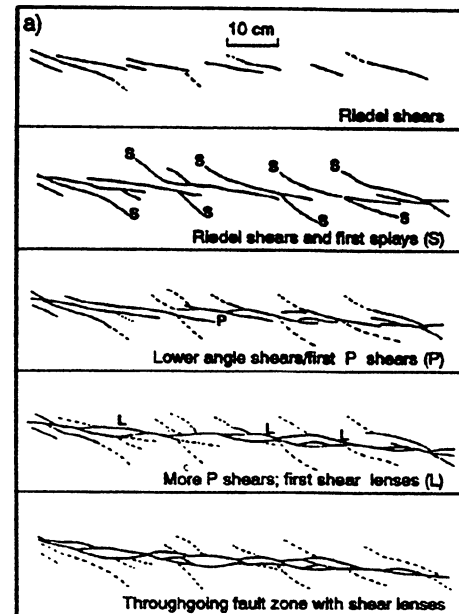


Figura 4.5: (a) desenvolvimento sequencial de fraturas de cisalhamento através de experimento em caixa de areia sobre falha dextral; (b) compilação teórica e experimental das fraturas sob cisalhamento simples (Fonte: Hancock, 1994)

4.3. Metodologia de avaliação da interferência das falhas na hidrodinâmica do SAG

A determinação da influência do arcabouço estrutural foi obtida a partir da análise dos seguintes mapas: potenciométrico do SAG na Bacia do Paraná, isópacas da Formação Botucatu na bacia; contornos estruturais do topo da Formação Botucatu na área de estudo; zonas de falha N40-55W e falhas N40-60E da área de estudo; alinhamentos estruturais-magnéticos relacionados ao Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982a,b). Os dados de campo foram extendidos para a escala da área de estudo no tocante às suas propriedades de barreira ou conduto no fluxo aquoso.

De posse deste material, observaram-se as interferências dos alinhamentos estruturais-magnéticos nas curvas potenciométricas, e se estas influências eram extensivas às isópacas da Formação Botucatu, fato este que não foi constatado. Assim, em escala regional, constatou-se que as referidas estruturas tectônicas regionais interferem nas curvas potenciométricas.

Em termos da área de estudo, foram confrontadas as informações relativas aos contornos estruturais da Formação Botucatu com as principais estruturas NW e NE e as curvas potenciométricas regionais. No caso da potenciometria, é importante frisar que tratam-se de dados regionais, os quais possuem uma densidade de informações muito inferior ao obtido através dos contornos estruturais. Nesta etapa, a correlação das propriedades de condutos/barreiras das falhas com as compartimentações morfotectônicas e das curvas potenciométricas foi fundamental. Todos os mapas supracitados foram interpolados e gerados no programa Surfer 8™ (*Golden Software*)

Com o objetivo de confrontar a acurácia das interpretações quanto à compartimentação estrutural do SAG, esta foi comparada com os mapas potenciométrico, de produtividade dos poços e hidroquímicos do Aquífero Serra Geral na região de Londrina – Maringá (Portela Filho *et al.* 2002). Esta região situa-se no prolongamento, tanto físico quanto magnético, das falhas NW a partir da área estudada. Esses mapas mostram que o arcabouço geofísico-estrutural exerce uma notável influência nos parâmetros supracitados, inclusive quanto ao posicionamento dos setores nos quais as águas do Aquífero Serra Geral apresentam-se com características hidroquímicas do SAG.

4.4. Metodologia de avaliação da migração de hidrocarbonetos

O escopo deste trabalho permite que se infiram contribuições acerca dos caminhos de migração dos hidrocarbonetos (óleo principalmente) gerados pela maturação da Formação Irati, seja esta induzida pelas intrusões de diabásio ou por posicionar-se na janela de geração na calha central da bacia. Em razão da baixa densidade de informações de subsuperfície disponíveis para a Bacia do Paraná, as implicações do arcabouço estrutural na migração foram interpretadas em escala de bacia. Entretanto, dentro destas limitações, as interpretações foram aplicadas nas porções contíguas à área estudada, principalmente no prolongamento dos principais alinhamentos estruturais-magnéticos na direção do depocentro da bacia. Todos os mapas utilizados foram interpolados e gerados no programa Surfer 8™ (*Golden*

Software), posteriormente correlacionados com o arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1990), que auxiliaram na identificação de alterações no padrão de migração promovidas pelas estruturas tectônicas.

O primeiro procedimento foi de, a partir do banco de dados de poços, extrair os valores referentes às isópacas das formações Irati (gerador) e Botucatu (*datum* estratigráfico), os quais foram subtraídos. A partir destes dados, foi confeccionado o mapa de paleoestruturas da Formação Irati (Permiano) no Cretáceo, a qual corresponde ao início da geração de hidrocarbonetos nesta unidade. Neste mapa, foram adicionados os vetores perpendiculares ao gradiente, que indicam a drenagem do petróleo de acordo com o modelo de Sluijk & Nederlof (1984 *apud* Rostirolla 1999), no qual a área de drenagem é representada pela região que contém a rocha fonte e está abaixo do topo da zona madura. Para que ocorra a alimentação, é necessária a convergência das linhas de fluxos (ortogonais às isolinhas) a partir da área de drenagem em direção a área de retenção (Figura 4.6).

Em função do envelopamento da Formação Irati por rochas pouco permeáveis (formações Palermo, na base, e Serra Alta no topo), a migração vertical deve ocorrer apenas quando estruturas tectônicas canalizem o fluxo, ainda durante a geração. Caso contrário, a ausência da camada carreadora implica na retenção do óleo na rocha geradora.

As linhas de fluxo podem indicar quais são as direções estruturais que mais exercem influência no padrão de migração regional da Bacia do Paraná, a qual se dá preferencialmente como sendo do depocentro, onde situa-se a janela de geração da Formação Irati, em direção às bordas. É dada ênfase à influência das estruturas NW em escala de bacia, cujo Arco de Ponta Grossa é parte integrante e principal objeto de estudo deste trabalho.

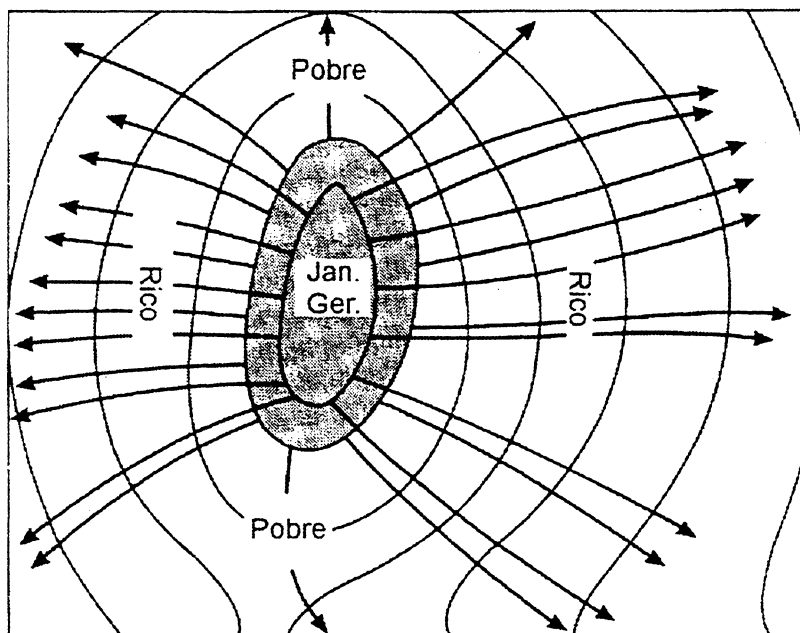


Figura 4.6: Mapa com as direções de fluxo de drenagem de petróleo perpendiculares ao contorno estrutural (mod. Allen & Allen 1990 *apud* Rostirolla 1999)

Outros parâmetros considerados dizem respeito à relação das isópacas do folhelho gerador (Formação Irati) com as isóclitas das intrusivas básicas, que constituem num fator de geração importante fora da área na qual a Formação Irati encontra-se na janela de geração.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

A área de estudo situa-se no flanco leste da Bacia do Paraná, mais precisamente no eixo do Arco de Ponta Grossa, uma das mais proeminentes feições arqueadas da bacia, ao qual associa-se um importante enxame de diques. As unidades litoestratigráficas aflorantes na área, da base para o topo, são as formações Teresina e Rio do Rasto (Grupo Passa Dois), Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento). Há ainda uma série de corpos de rochas básicas intrusivas em todas as unidades supracitadas, representados por diques e soleiras de diabásio.

5.1. Bacia do Paraná: aspectos gerais

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica alongada segundo a direção N-S, no centro-sul do Brasil, que se estende ao Paraguai, Uruguai e Argentina, com área total de aproximadamente 1.600.000 km² (Figura 5.1). Segundo Milani & Thomaz Filho (2000), as seqüências cratônicas do Fanerozóico do Brasil formaram-se desde o Neo-Ordoviciano até o Cretáceo, ocupando mais de 3,5 milhões de km², distribuídos em 4 grandes bacias sedimentares: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. Segundo Soares *et al* (1978), uma característica peculiar dessas bacias intracratônicas é a evolução policíclica, em longos períodos de tempo, com fases sucessivas de subsidência e acumulação de grandes seqüências deposicionais, separadas por discordâncias regionais que refletem épocas de soerguimento e erosão.

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná estão distribuídas em várias unidades litoestratigráficas, totalizando até 6.000 metros de espessura (Figura 5.2). O registro tectono-estratigráfico conhecido evidencia a interação de fenômenos orogênicos nas bordas da placa sul-americana, com eventos epirogênicos marcados por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo, no interior da placa. As rochas da bacia são principalmente terrígenas com contribuições localizadas de rochas carbonáticas durante o Permiano. As unidades maiores já receberam *status* de seqüências conforme o conceito de Sloss (1963; *in* Soares *et al.* 1978, Soares 1992), grupos e formações (Schneider *et al.* 1974; Milani *et al.* 1994) e seqüências conforme o conceito de Vail *et al.* (1977; *in* Milani & Ramos, 1998). As 6 maiores seqüências são as que seguem (mod. Soares, 1992 e Milani & Ramos, 1998): ordovício-siluriana, devoniana, pensilvaniana-permiana, triássica, jurássico-eocretácea e neo-cretácea.

Nestes termos, as formações Teresina e Rio do Rasto pertencem à seqüência pensilvaniana-permiana; a Formação Pirambóia pertence à seqüência triássica; e a Formação Botucatu, assim como a Formação Serra Geral, compõem a seqüência jurássico-eocretácea (Figura 5.3).

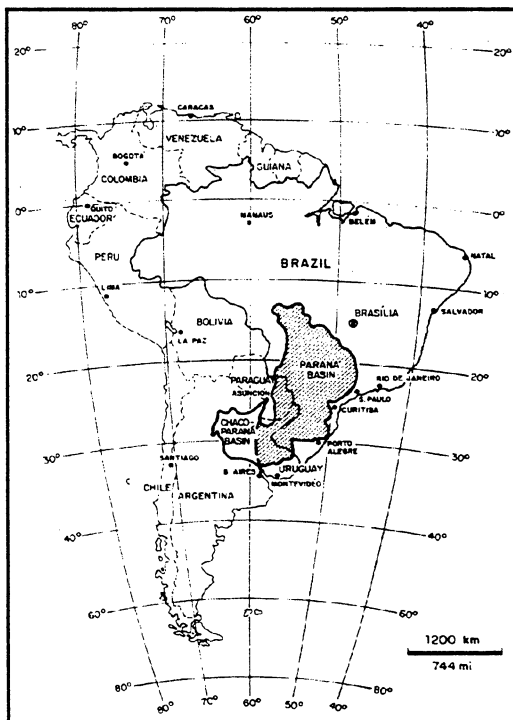


Figura 5.1: Localização da Bacia do Paraná na América do Sul (fonte: Zalán *et al.* 1990)

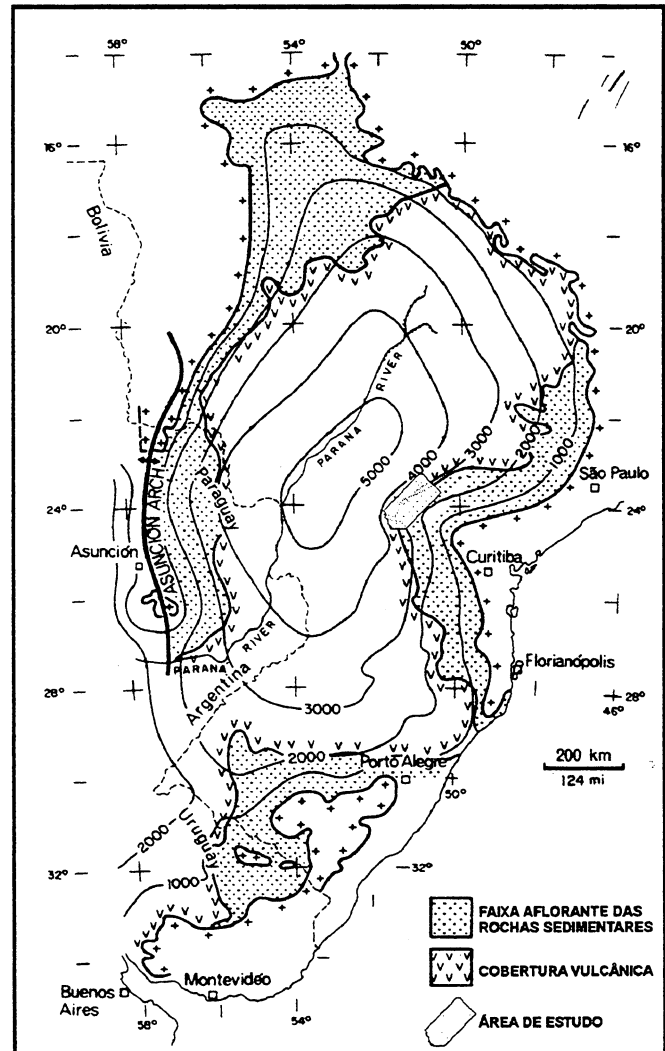


Figura 5.2: Mapa de isópacas totais (preenchimentos sedimentar e vulcânico) da Bacia do Paraná (fonte: Zalán *et al.* 1990)

Uma outra divisão em seqüências da Bacia do Paraná é apresentada por Milani (1997) e Milani *et al.* (1998), os quais denominaram-nas superseqüências Rio Ivaí (Ordoviciano Superior ao Siluriano Inferior), Paraná (Siluriano Superior ao Devoniano Superior), Gondwana I (Carbonífero Superior ao Triássico Inferior), Gondwana II (Triássico Superior), Gondwana III (Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior) e Bauru (Cretáceo Superior). De acordo com estes autores, a Formação Pirambóia assenta-se por contato concordante sobre a Formação Rio do Rasto, onde ambas são

posicionadas na Superseqüência Gondwana I; a Formação Botucatu depositou-se no Neo-Jurássico e, em conjunto com a Formação Serra Geral, compõem a Superseqüência Gondwana III.

De acordo com Milani *et al* (1994), a Formação Pirambóia é constituída por arenitos avermelhados a esbranquiçados, localmente conglomeráticos, depositados em sistemas continentais flúvio-lacustres/eólicos. A Formação Botucatu é representada por arenitos avermelhados bem selecionados, com estratificações cruzadas de grande porte, depositados em sistemas eólicos, relacionados à formação de um extenso campo de dunas. A formação Serra Geral é composta por rochas ígneas vulcânicas, representadas por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo quantidades subordinadas de riolitos e riodacitos. Diabásios intrusivos em toda a seção sedimentar da Bacia, na forma de soleiras e diques, são também correlacionados à Formação Serra Geral.

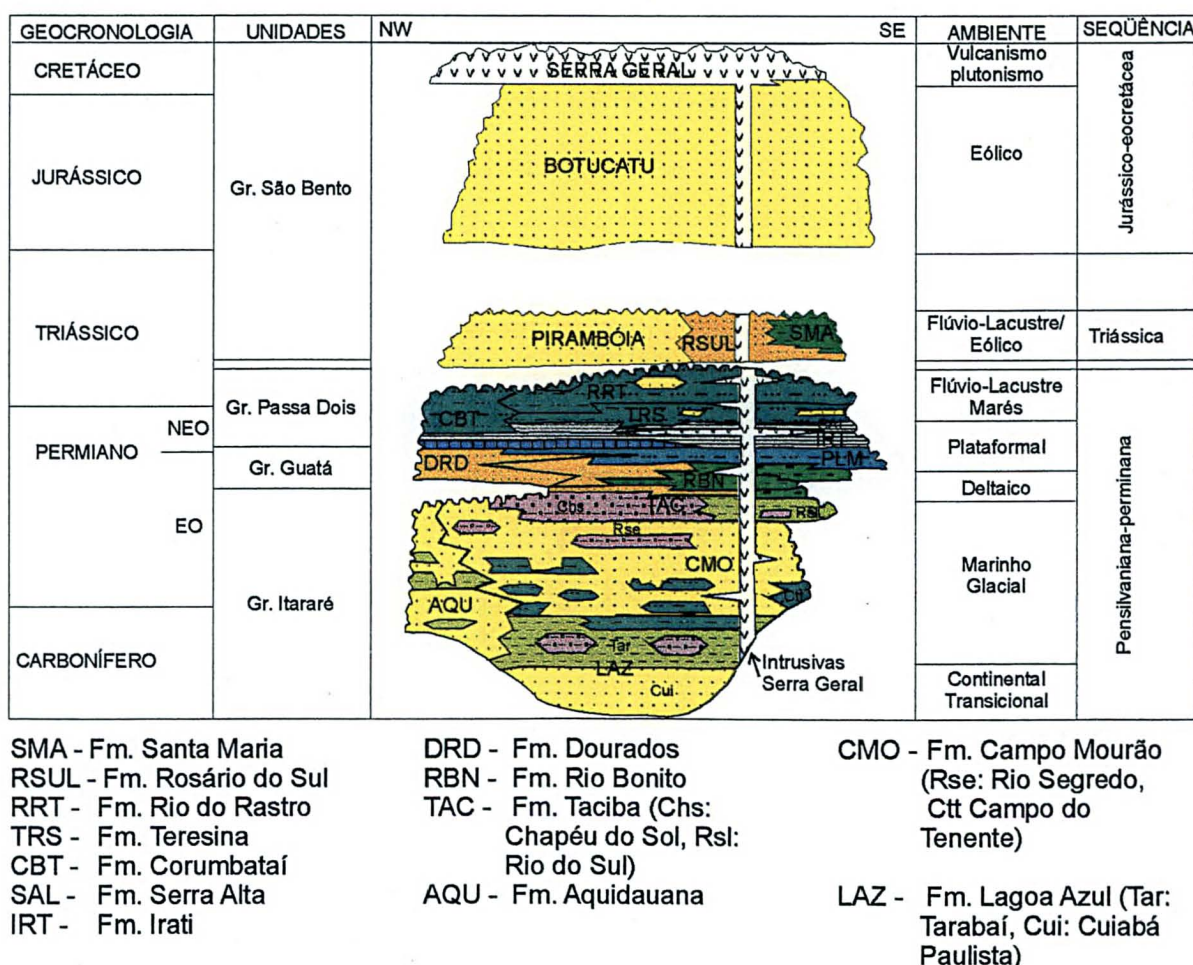


Figura 5.3: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná compreendendo as unidades litoestratigráficas depositadas entre o Carbonífero Superior e o Cretáceo Inferior (mod Milani *et al*. 1994)

A Formação Pirambóia representa a deposição fluvial em época de continentalização da Bacia do Paraná, no eo-Triássico, com a formação subsequente de uma discordância associada a uma fase de erosão pronunciada entre o Triássico e o Jurássico. Um novo período de acumulação iniciou com a deposição dos arenitos eólicos da Formação Botucatu, sobrepostos pelas rochas resultantes de vulcanismo fissural da Formação Serra Geral (Lavina 1989; Caetano Chang *et al.* 1991).

Apesar de não atender às diversas colunas estratigráficas sugeridas para a Bacia do Paraná, inclusive a apresentada neste trabalho, a denominação Grupo São Bento é adotada no sentido de agrupar os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, além da Formação Serra Geral. Tal proposição é adotada em função da homogeneidade litológica entre as referidas unidades, bem como pelo fato de terem sido tratadas sempre em conjunto no corpo do trabalho, especialmente na geologia estrutural.

5.2. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná apresenta-se afetada por dois conjuntos principais de estruturas tectônicas, de direções NE-SW e NW-SE (Figura 5.4). Ocorrem ainda algumas estruturas de direção E-W (Zalán *et al.* 1990). As estruturas de direção NW são melhor representadas por eixos de grandes arqueamentos, tais como o Arco de Ponta Grossa, a Sinclinal de Torres e o Arco de Rio Grande, cujas principal atividade ocorreu durante o Mesozóico. As falhas de direção NE correspondem a reativações de grandes falhas transcorrentes do embasamento, as quais apresentam importante atividade no Permiano. A Zona de Falha Guaxupé é a principal estrutura desta direção a afetar a área de estudo.

5.2.1. Arco de Ponta Grossa e estruturas associadas

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais expressivas estruturas tectônicas da Bacia do Paraná, implicando na ocorrência de uma reentrância das faixas de afloramentos das unidades sedimentares da bacia e fazendo aflorar uma significativa porção do embasamento, região hoje ocupada pela Bacia Hidrográfica do Rio Ribeira. O eixo do arco orienta-se segundo o rumo noroeste-sudeste, semelhante aos demais arqueamentos da margem leste da bacia (Arco de Rio Grande e Sinclinal de Torres).

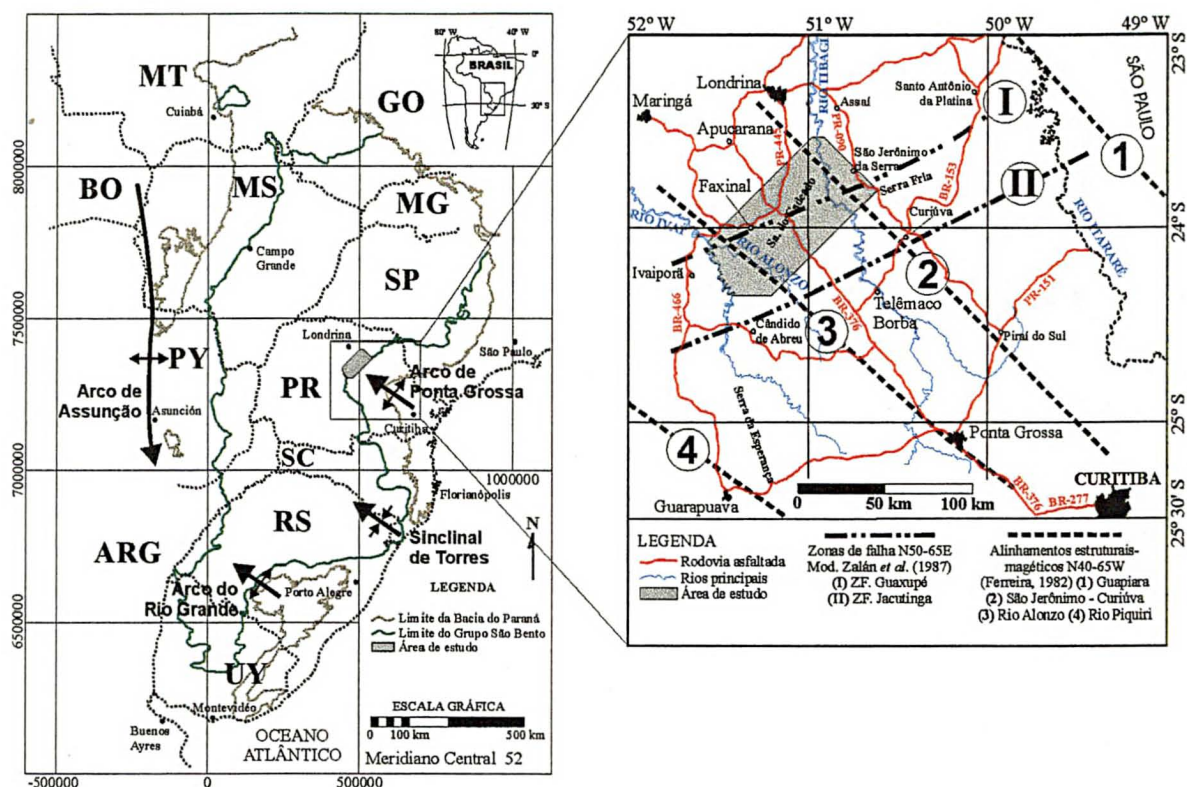


Figura 5.4: Principais estruturas arqueadas da Bacia do Paraná (a esquerda) e os alinhamentos magnéticos/estruturais que afetam ou são contíguos à área de estudo.

O Arco de Ponta Grossa foi reconhecido por Northfleet *et al.* (1969), que atestou a máxima atividade desta estrutura no Permiano Inferior, afetando principalmente os sedimentos do Grupo Itararé. Vieira (1973) reconheceu que grandes zonas de falhas encerram o arco (de nordeste para sudoeste: Serra da Fartura, São Jerônimo – Curiúva e Rio Alonzo), acompanhadas por diques de diabásio. Ferreira (1982a,b) reconheceu nas zonas de falha de Vieira (*op. cit.*) importantes alinhamentos magnéticos de caráter regional, que receberam as respectivas denominações, onde o alinhamentos São Jerônimo – Curiúva e Rio Alonzo delimitam a charneira do arco a nordeste e sudoeste, respectivamente. Exceção é feita ao Alinhamento de Guapiara, que substituiu a denominação Serra da Fartura proposta por Vieira (*op. cit.*).

A Zona de Falha Curitiba – Maringá é descrita como uma zona de fraqueza do embasamento da Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1990), pois estaria posicionada paralelamente ao esforço principal máximo do Evento Brasileiro na porção sudeste do Cinturão Ribeira. Essa zona de falha sofreu diversas reativações durante a história evolutiva da bacia, visto que promoveu influências na distribuição de espessuras de algumas das seqüências sedimentares. No entanto, a principal deformação registrada

nas falhas NW-SE reflete eventos Mesozóicos, acompanhados por extensiva atividade magmática toleítica intrusiva e extrusiva no Eo-Cretáceo.

A atividade magmática que deu origem à Formação Serra Geral e as intrusivas associadas teve uma íntima relação com a posição do *hot spot* Tristão da Cunha no início do Cretáceo. Segundo O'Connor & Duncan (1990) esta pluma mantélica propiciou a formação de um domo térmico e a extrusão dos magmatitos da Formação Serra Geral na América do Sul e da Província Etendeka na África. Concomitantemente, formaram-se três feixes de diques relacionados a uma junção tríplice, definida pelos feixes do Arco de Ponta Grossa (NW-SE, abortado), Florianópolis (N-S) e litoral SP/RJ (NE-SW), onde estes últimos evoluíram para oceano. Outras feições submarinas associadas são o Platô de São Paulo e a Cadeia Walvis – Rio Grande.

A posição dessa pluma mantélica sob a porção central do proto-Oceano Atlântico Sul e o conseqüente domo térmico fez com que as rochas do embasamento se tornassem mais suscetíveis a processos de estiramento, em detrimento da deformação frágil. Isso teve como resultado uma abertura oceânica diferencial, onde a sul da Cadeia de Walvis – São Paulo iniciou-se a 127 Ma e a norte desta apenas a 113 Ma (Chang & Kowsmann 1991). As implicações regionais decorrentes são a formação do Platô de São Paulo na costa brasileira, que corresponde a uma grande porção de crosta continental estirada e bastante intrudida por material magmático de natureza básica (Chang *et al.* 1992) e a grande quantidade de sedimentos transicionais evaporíticos a norte do platô. O Arco de Ponta Grossa foi gerado pela reativação de descontinuidades no embasamento alinhadas segundo NW-SE (Ferreira 1982a,b; Zalán *et al.*, 1990), as quais teriam absorvido parte do estiramento crustal não completamente compensado na região oceânica (Platô de São Paulo). O regime de deformação atribuído à descontinuidade é transtensiva dextral.

5.3. Estratigrafia da área

As unidades enfatizadas neste trabalho estão compreendidas pelo Grupo São Bento, mais especificamente as rochas psamíticas das formações Pirambóia e Botucatu, além dos basaltos da Formação Serra Geral e intrusivas básicas correlatas. Na área de estudo afloram ainda as formações Teresina e Rio do Rasto (membros Serrinha na base e Morro Pelado no topo), de idade neo-permiana (Figura 5.3).

A distribuição das unidades no mapa geológico apresenta um proeminente controle estrutural (Figura 5.6), em especial pelas falhas de direção N40-55W resultantes da evolução do Arco de Ponta Grossa. Esta mesma estrutura promove variações nas espessuras da Formação Pirambóia medidas na área de estudo (Figura 5.7). Em razão da heterogeneidade litológica das unidades litoestratigráficas mapeadas (siltitos, arenitos finos a conglomeráticos e basaltos), que implicam variações texturais nas aerofotografias, as unidades ocupam lugares específicos em termos geomorfológicos. Por exemplo, os arenitos conglomeráticos da base da Formação Botucatu quase sempre afloram em escarpas pronunciadas e lateralmente contínuas, que podem ser facilmente reconhecidas servem com nível guia para observar os rejeitos das falhas.

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
Cretáceo	SÃO BENTO	SERRA GERAL
Jurássico		BOTUCATU
Triássico		PIRAMBOIA
Permiano	PASSA DOIS	RIO DO RASTO
		TERESINA

Intrusivas básicas

Figura 5.5: Coluna estratigráfica da área de estudo (Mod. Soares 1975)

5.3.1. Formação Rio do Rasto

Para esta unidade, apenas o Membro Morro Pelado (Figura 5.8) será tratado com maior aprofundamento por posicionar-se sob o Grupo São Bento na área de estudo, e pela presença de uma série de estruturas tectônicas penecontemporâneas, que serão descritas oportunamente (Capítulo 6). Estas estruturas alteram localmente a arquitetura de fácies esperada para um sistema deposicional de canais fluviais meandantes (areia muito fina) e algumas dunas eólicas intercaladas em espessos depósitos de planícies de inundação em clima árido a semi-árido.

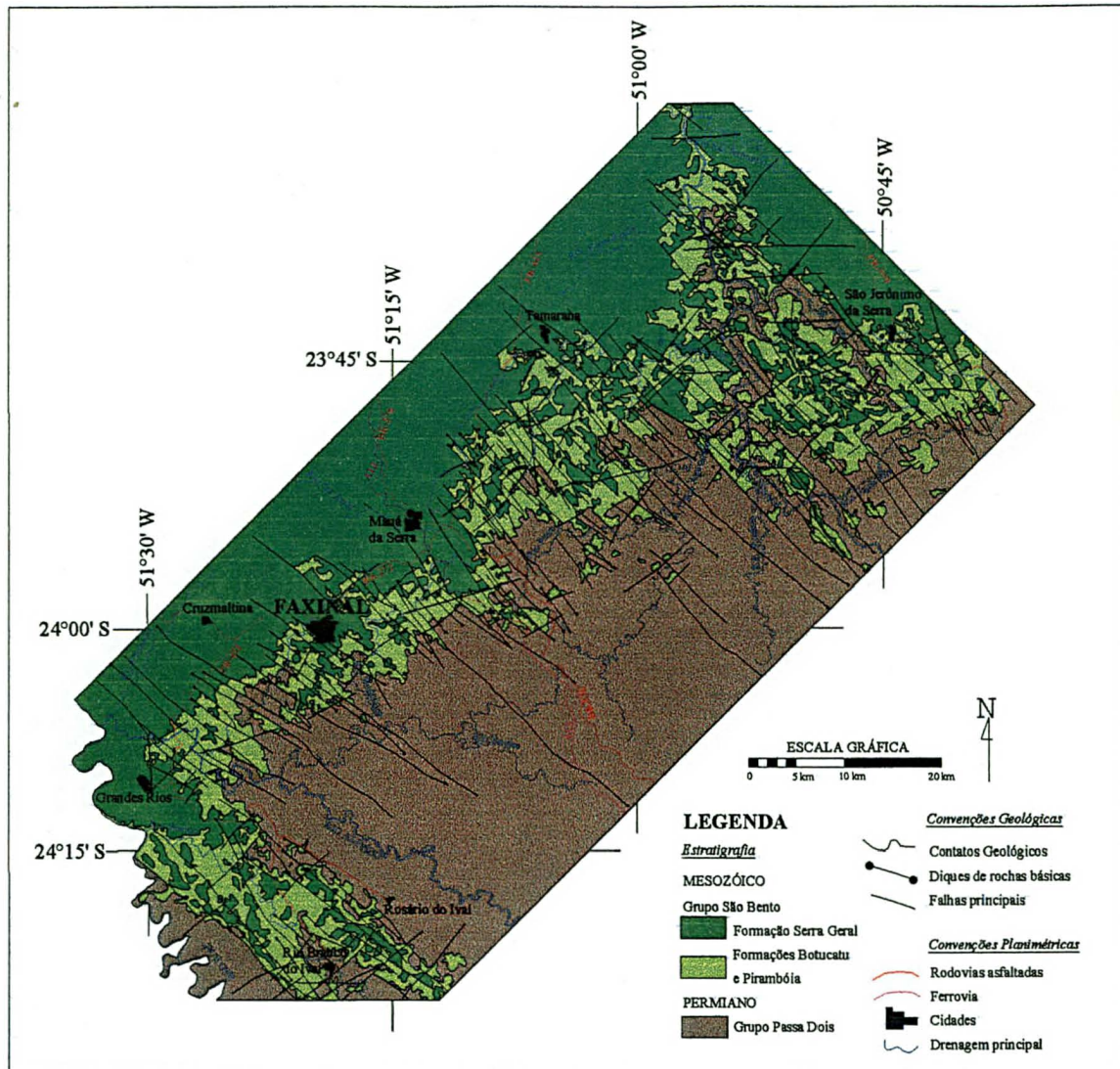


Figura 5.6: Mapa geológico simplificado da área de estudo, onde estão representadas apenas as falhas que limitam unidades litoestratigráficas. Para visualizar o mapa completo em escala 1:250.000, vide ANEXO I

A Formação Rio do Rasto foi definida em Santa Catarina por White (1908), na serra homônima, e posteriormente subdividida nos membros Serrinha na base e Morro Pelado no topo por Gordon Jr. (1947). Riccomini *et al.* (1984) descreveu o topo da Formação Rio do Rasto na região da Serra do Cadeado como composto de siltitos, predominantemente argilosos, e arenitos, distribuídos de modo aproximadamente equitativo. As intercalações arenosas são na sua maioria lenticulares, com nítido acunhamento, extensão lateral de até dezenas de metros e espessuras de até 2 m (excepcionalmente maiores). Segundo estes autores, a passagem da Formação Pirambóia para a Formação Rio do Rasto nessa região é gradacional. Foi observado na área estudada que a passagem entre as camadas pelíticas e psamíticas da Formação Rio do Rasto dá-se de forma abrupta.

5.3.2. Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia foi formalmente separada da Formação Botucatu e definida como unidade litoestratigráfica por Soares (1973), cujo termo cunhado por Gonzaga Campos (1889 *apud* Salamuni & Bigarella 1967), tinha apenas conotação litológica. Desta forma, a Formação Botucatu ficou restrita ao pacote de arenitos eólicos com raras intercalações representadas pela fácies torrencial e lacustre.

Assentada por suave discordância angular sobre a Formação Rio do Rasto na área estudada (Figura 5.8), tal como observou Soares (1973, 1975) e Soares & Assine (1992), a Formação Pirambóia foi originalmente definida como uma sucessão de vários ciclos fluviais, representados por depósitos de canais sucedidos por depósitos de transbordamento. Entretanto, a descrição de um episódio de desertificação na Bacia do Paraná representado pela Formação Pirambóia (Lavina 1989), indica o início de um importante episódio de continentalização da bacia, que culminaria com os *ergs* da Formação Botucatu, a qual apresenta unidades correlatas em quase todo o Gondwana (Dutta 1988). Desta forma, a partir da década de 90 os trabalhos acerca da Formação Pirambóia tratam-na como uma unidade predominantemente eólica com intercalações produzidas por efêmeros canais fluviais, de pequeno porte (Caetano Chang *et al.* 1991, 1993; Caetano Chang & Wu 1993; Lavina & Faccini 1993; Lavina & Scherer 1997; Donatti *et al.* 2001)

No topo da Serra do Mulato (ponto 219), observou-se que a superfície de contato entre as formações Pirambóia e Rio do Rasto é ondulada, a qual é litologicamente composta por uma camada de transição, com cerca de 20 cm espessura, composta de brecha com clastos angulosos centimétricos de siltito vermelho, imersos em matriz siltosa na base e arenosa, de cor branca, no topo. O referido contato, no ponto 14 é marcado por truncamento de camadas Rio do Rasto sob a Formação Pirambóia, configurando uma feição tipo *toplap* (Figuras 5.9 e 5.10). O contato das formações Corumbataí e Pirambóia no Estado de São Paulo, é descrito na literatura como caracterizada pela presença de “regolito fóssil” (Soares 1973; Caetano Chang 1991) ou Camada Porangaba (Matos & Coimbra 1997), que sugerem o registro de um evento erosivo pré-Pirambóia.

A Formação Pirambóia é constituída por litologias quase exclusivamente arenosas, sempre friáveis, o qual implica numa reduzida quantidade de afloramentos. Predominam arenitos muito-finos a finos, siltosos, brancos, com seleção regular a baixa e estratificações cruzadas acanaladas (*sets* entre 1 e 3 m), de baixo ângulo e

sigmoidais, além de estratificações e laminações plano-paralelas (Figuras 5.9 e 5.10) e raras laminações convolutas. No topo localmente ocorrem bolas de argila plástica arroxeadas, de diâmetro médio de 10 cm, que sugerem uma composição de rocha básica alterada. Nas superfícies de reativação (Figura 5.11) observam-se lâminas milimétricas de siltitos verdes, com aspecto rítmico.

As espessuras da Formação Pirambóia na área estudada apresentam uma significativa variação, entre 5 e 80 m, o que contrasta com as camadas praticamente tabulares da Formação Botucatu. A Figura 5.7 mostra, de forma preliminar, a disposição atual das unidades do Grupo São Bento na área de estudo, baseada apenas nas variações de espessuras das unidades. Essa figura, em conjunto com as relações de contato observadas na Figura 5.10, sugere que a Formação Pirambóia sofreu alguma espécie de perturbação tectônica relacionada à evolução do Arco de Ponta Grossa. Duas hipóteses são alentadas a partir da disposição dessas unidades: (1) ocorreram soerguimento e basculamento induzidos pelo Arco de Ponta Grossa após a sedimentação das formações Rio do Rasto e Pirambóia e anterior à da Formação Botucatu, cuja geometria é tabular; (2) o soerguimento deu-se antes da sedimentação da Formação Pirambóia, o que pode explicar a geometria de *top lap* no contato desta unidade com o Grupo Passa Dois.

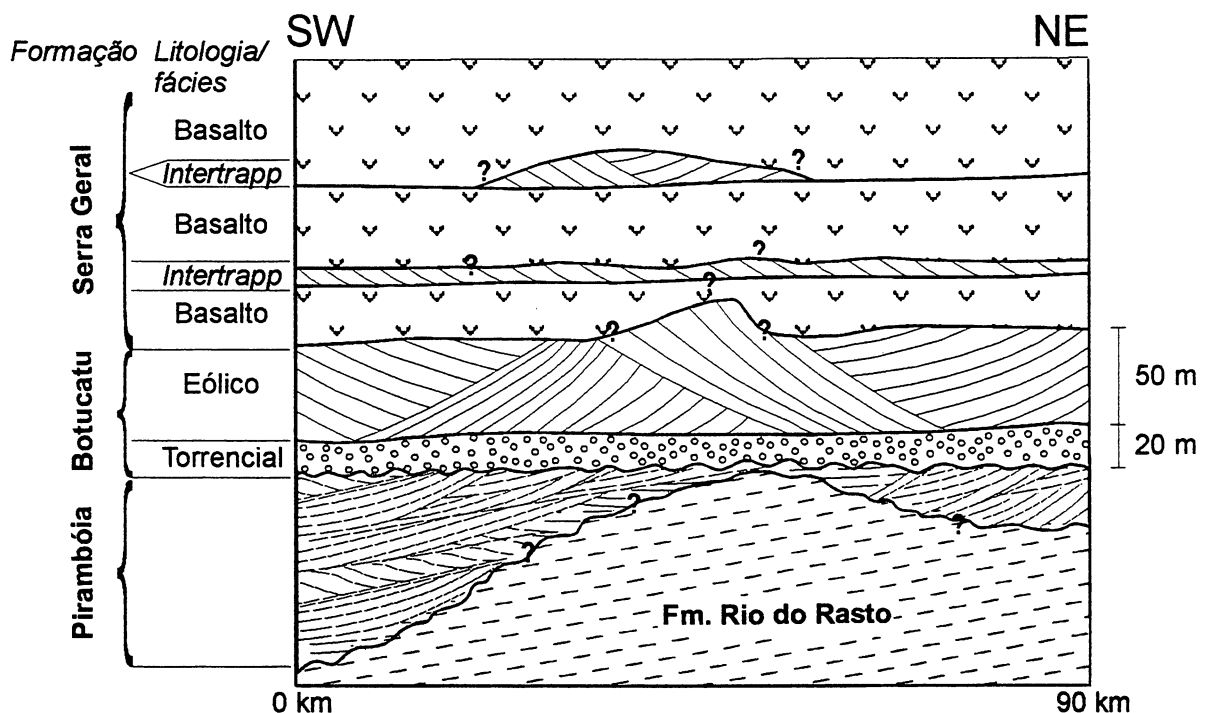


Figura 5.7: Seção esquemática simplificada da distribuição das unidades litoestratigráficas na área de estudo. A direção de mergulho regional das formações Rio do Rasto e Pirambóia é apenas ilustrativa.



Figura 5.8: Fotomosaico exemplificando um dos afloramentos do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, com uma camada arenosa apresentando truncamento erosivo (setas) no topo (BR-376, Serra do Cadeado)



Figura 5.9: Fotomosaico do contato entre a Formação Rio do Rasto (base) e a Formação Pirambóia, onde as setas indicam a sutil feição tipo *top lap*, cuja representação é mostrada na Figura 5.10. Observam-se algumas estratificações cruzadas de baixo ângulo na Formação Pirambóia (ponto 14).

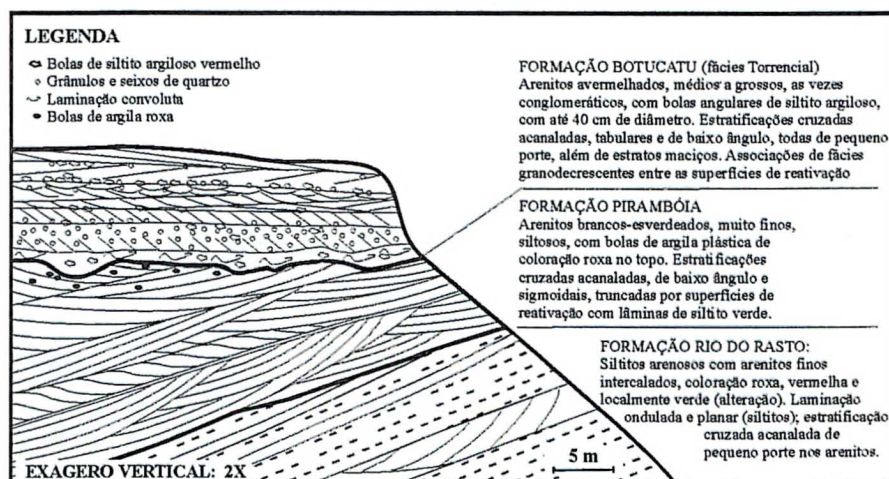


Figura 5.10: Relações de contato entre as formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu (Fácies Torrencial) na Serra Fria (ponto 14, PR-090, próximo a São Jerônimo da Serra)



Figura 5.11: Montagem fotográfica de afloramento da Formação Pirambóia na estrada Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí (ponto 124), onde estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo apresentam-se confinadas por superfícies de reativação (desenho), as quais contém laminações siltico-argilosas de cor verde.

5.3.3. Formação Botucatu

Ao contrário da Formação Pirambóia sotoposta, a Formação Botucatu apresenta uma espessura constante na área de estudo, ao redor de 70 m, composta pela Fácies Torrencial na base e Eólica no topo, no sentido de Soares (1973). Em termos geomorfológicos, a primeira ocorre como uma escarpa contínua e proeminente (Figura 5.12), enquanto a segunda tem escarpas de até 50 m de altura, embora restritas às paredes de falhas (Figuras 5.12 e 5.13).

A Formação Botucatu na Bacia do Paraná assenta-se discordantemente sobre as unidades litoestratigráficas sotopostas, inclusive o embasamento pré-cambriano. Segundo Soares (1973; 1992), a superfície pré-Pirambóia representa uma superfície de peneplanização, a qual corta as camadas das formações Rio do Rasto, Estrada Nova, Itararé-Aquidauana e rochas cristalinas do Escudo Brasileiro. Sgarbi (1996) observou que as formações Botucatu e Serra Geral recobrem rochas pré-cambrianas do Grupo Araxá, na borda NNE da Bacia do Paraná, Estado de Minas Gerais. Na área estudada no presente trabalho, as relações de contato (Figuras 5.7, 5.9 e 5.10) sugerem que essa superfície de peneplanização é representada pela superfície pré-Botucatu, cuja base (Fácies Torrencial) apresenta espessura constante e recobre a Formação Pirambóia através de discordância angular e nitidamente erosiva.

A Fácies Torrencial ocorre de maneira extensiva na área de estudo, com espessuras entre 15 e 20 m. É composta por arenitos médios a grossos, as vezes conglomeráticos, quartzosos, amarelos ou vermelhos, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno porte e bolas de argila nas superfícies de reativação (Figura 5.14), com raros pacotes siltico-argilosos vermelhos rítmicos. Sugere-se um ambiente deposicional fluvial entrelaçado (*braided*) em clima árido,

resultado de fluxos esporádicos de água aos quais associam-se raras planícies de inundação com lagos efêmeros.

O contato da Fácies Torrencial (Formação Botucatu), com a Formação Pirambóia é na forma de discordância angular (Figura 5.10), o que corrobora com os trabalhos de Milani *et al.* (1994) e Donatti *et al.* (2001). Trata-se de uma superfície ondulada com formas de preenchimento de canal, seguida por cerca de 40 cm de uma brecha arenosa com bolas de siltito-argiloso verde e marrom, grânulos e seixos de quartzo, além de laminações convolutas (Figura 5.15). O contato entre as fácies torrencial e eólica da Formação Botucatu é abrupto (Figura 5.16), indicando provavelmente uma súbita mudança no ambiente de sedimentação.

A maior espessura da Formação Botucatu na região estudada corresponde a arenitos vermelhos, quartzosos, finos, seleção em geral boa (bimodal), grãos arredondados e com pouca argila na matriz, com espessura de até 50 m. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte (*sets* de até 10 m de altura – Figura 5.17), sendo indicativos de sedimentação em ambiente desértico, na forma de grandes *ergs*. O topo normalmente apresenta-se silicificado em função do “cozimento” pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

5.3.4. Formação Serra Geral

Definida por White (1908) e ocupando o topo da coluna estratigráfica na região estudada, a Formação Serra Geral é representada por basaltos e dacitos porfiríticos resultantes de vulcanismo fissural, com idades K-Ar concentradas ao redor de 130Ma (Rocha-Campos *et al.* 1988). Inclui ainda pequenos corpos de arenitos eólicos intercalados aos derrames.

Os basaltos que compõem esta unidade são negros, afaníticos ou equigranulares muito finos. Quando alterados, apresentam cor cinza e evidente esfoliação esferoidal, que geralmente são aproveitados para uso como saibro. Já os dacitos porfiríticos possuem matriz afanítica de cor cinza escuro com fenocristais subédricos milimétricos (eventualmente centimétricos) de feldspato. Costumam ser mais resistentes à erosão do que os basaltos por serem mais silicosos e aparentemente menos fraturados (Figura 5.18).

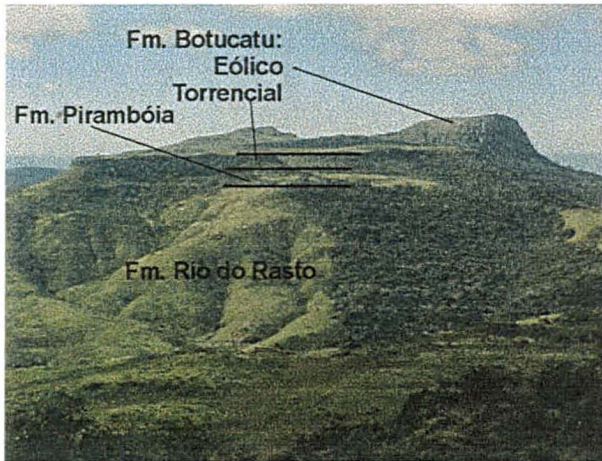


Figura 5.12: Aspectos geomorfológicos das formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu no Morro das Antenas – Serra do Cadeado.



Figura 5.13: Escarpa de falha (bloco da esquerda baixo) com arenitos da Fácies Eólica da Formação Botucatu silicificados (Serra do Cadeado)

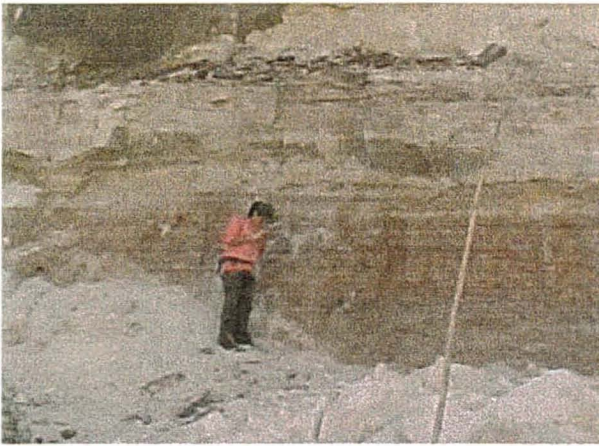


Figura 5.14: Nível de bolas de siltito argiloso na Fácies Torrencial da Formação Botucatu (cava de areia ao lado da PR-090, ponto 14)



Figura 5.15: contato irregular da Formação Pirambóia com a Formação Botucatu (ponto 14): notar as bolas de argila na Formação Pirambóia e laminações convolutas na Formação Botucatu acima.



Figura 5.16: Contato abrupto entre as fácies da Formação Botucatu (torrencial na base e eólica no topo) na rodovia Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí (ponto 125)

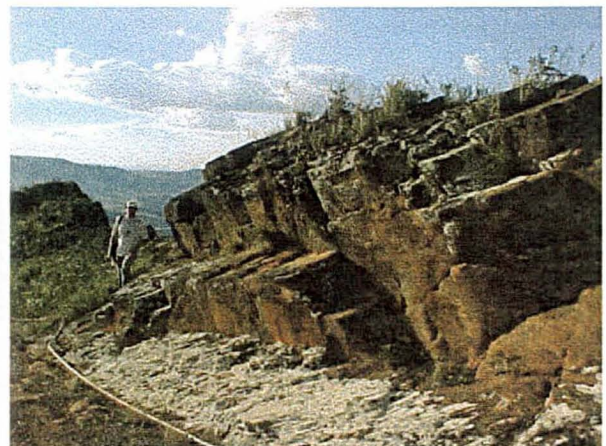


Figura 5.17: Parte de conjunto de *foresets* de estratificação cruzada acanalada na Fácies Eólica da Formação Botucatu (ponto 4, Morro das Antenas, Serra do Cadeado)

O contato da Formação Serra Geral com a Formação Botucatu é interdigitado, onde é comum observar o primeiro derrame recobrindo paleodunas dos arenitos, indicando a contemporaneidade na deposição destas unidades. Este caráter é indicado também pela presença de arenitos eólicos intercalados aos derrames (arenitos *intertrapp*, de Maack, 1981). Na Região da Serra do Cadeado foram observados três níveis de arenitos *intertrapp* (Figuras 5.19 e 5.20), onde um deles tem até 20 m de espessura (Figura 5.21). Em um destes arenitos (ponto 146) observou-se que o contato basal é acompanhado por uma camada arenosa impregnada por limonita, com cerca de 2 m de espessura, que apresenta seixos angulosos de arenito, passando lateralmente para um nível com clastos de basalto vesicular alterado (Figura 5.22).

Existe ainda uma série de feições de rochas intrusivas relacionadas ao magmatismo Serra Geral, na forma de diques e soleiras (Figura 5.23) de rochas máficas (localmente félsicas). Os diques são as feições mais comuns e marcantes, aparecendo como proeminentes altos topográficos alinhados segundo N40-50W nas rochas pelíticas das unidades permianas. Já nas rochas psamíticas do Grupo São Bento os diques em geral ocorrem em vales alinhados também segundo N40-50W, exceto aqueles que estão associados a grandes escarpas de falha, como no caso da borda nordeste do *Horst* Rio do Tigre (ver Capítulo 7) mas sempre com direção N40-55W. Alguns diques, em função de suas maiores dimensões, apresentam rochas máficas e félsicas de granulação média a grossa.



Figura 5.18: Paredão sustentado por dacitos porfíricos da Formação Serra Geral, junto ao Salto Apucarantina (ponto 47)



Figura 5.19: "Primeira" camada de arenito *intertrapp* na BR-376 (Serra do Cadeado), com 5 m de espessura média



Figura 5.20: Aspecto bastante irregular do contato basal do "primeiro" arenito *intertrapp* (BR-376, Serra do Cadeado), mesmo afloramento da Figura 2 de Salamuni & Bigarella (1967)

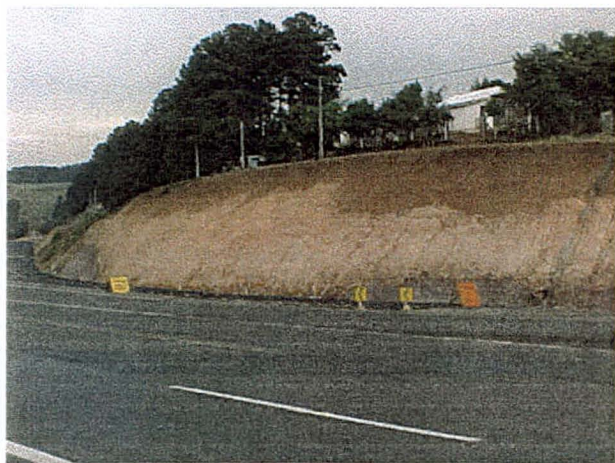


Figura 5.21: "Segundo" arenito *intertrapp* com cruzadas acanaladas (notar basalto sotoposto) na BR-376, Serra do Cadeado (ponto 150)



Figura 5.22: Clastos de basalto vesicular alterado na base do arenito *intertrapp* (ponto 146), mesma camada de arenito da foto ao lado

A Serra Grande, na porção leste da área estudada, é sustentada por três diques com até 100 m de largura, compostos de rocha félsica com fenocristais de plagioclásio (até 1 cm) e matriz equigranular fina a média, especialmente associados a derrames com textura traquítica e fenocristais de plagioclásio de até 1,5 cm em matriz afanítica. A maior resistência destes diques à erosão é evidenciada por serras e picos alinhados segundo N45W (Serra Grande, Morro do Paredão, Pico Agudo e Serra Chata) junto ao Rio Tibagi, elevando-se até 700 m em relação ao leito do rio (Figuras 5.24 e 5.25). Estes diques assemelham-se àqueles descritos no Escudo Paranaense por Marini *et al.* (1967) como constituídos de diorito pórfiro, quartzo-dioritos ou dacitos.

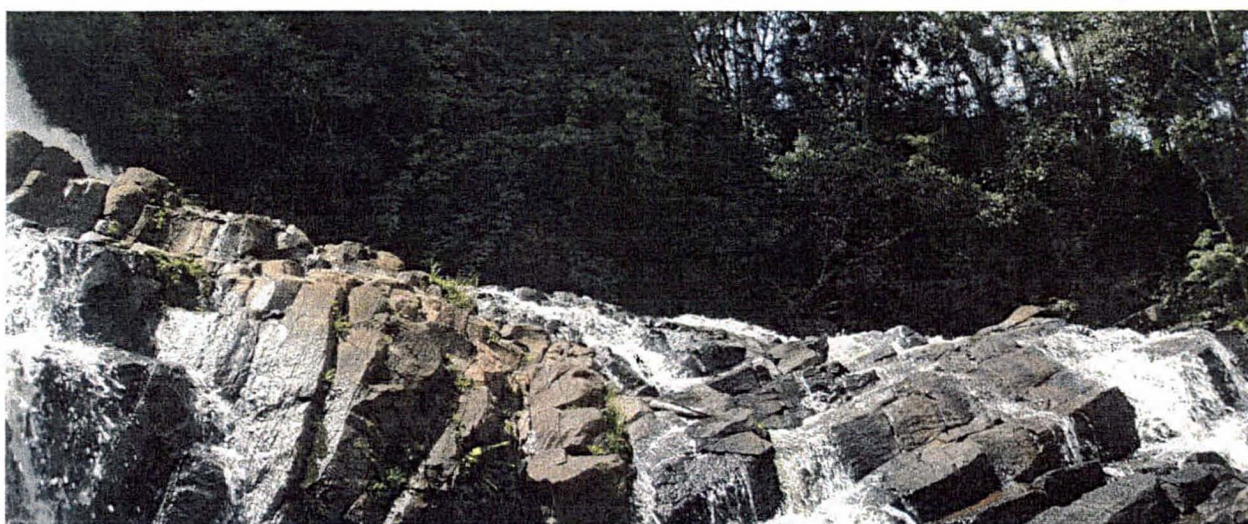


Figura 5.23: Contato entre dique de diabásio (a direita) e soleira (à esquerda). Notar as disjunções subverticais na soleira e sub-horizontais no dique (Cachoeira Chicão 1, no Rio Bufadeira próximo à Faxinal – ponto 83)

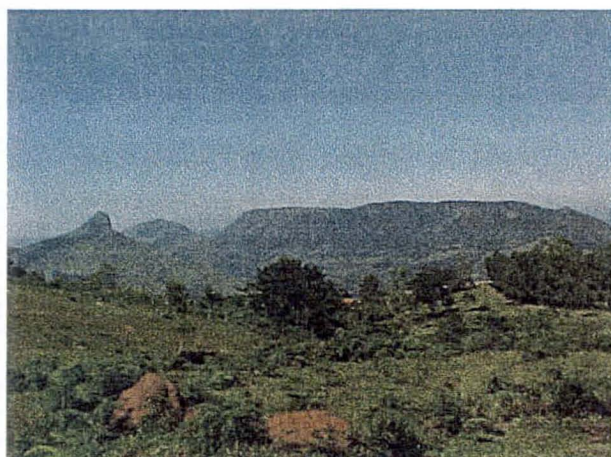


Figura 5.24: Serra dos Agudos (esquerda) e Serra Grande (direita), ambas sustentadas por diques de diorito pórfiro com mais de 100 m de espessura

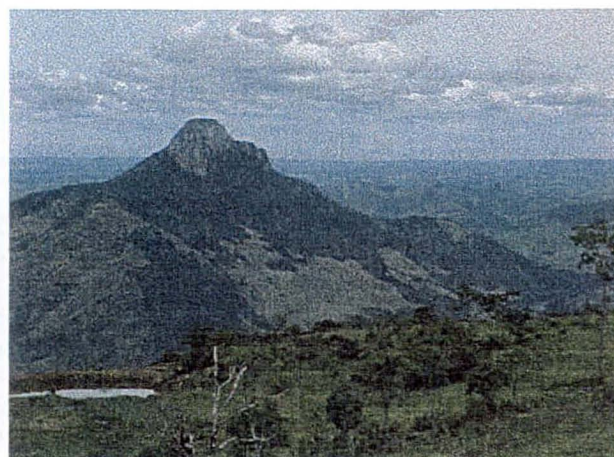


Figura 5.25: Pico Agudo, com o Rio Tibagi à direita, cuja crista alinhada é sustentada por um dique de diorito pórfiro

6. TECTÔNICA PENECONTEMPORÂNEA NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO

Esta dissertação, como já dito, teve como foco as unidades sedimentares e vulcânicas do Grupo São Bento (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral). Entretanto, por ocasião das obras de duplicação e construção de terceiras faixas na rodovia BR-376, no trecho entre Ortigueira e Mauá da Serra (incluindo a Serra do Cadeado), foi exposta uma série de afloramentos da Formação Rio do Rasto, especialmente do Membro Morro Pelado. Nestes afloramentos recentes, foram observadas estruturas penecontemporâneas bem preservadas, que evidenciam processos locais de basculamento, inversão tectônica e deslizamentos que atuaram nos sedimentos enquanto apresentavam-se em estado inconsolidado ou semiconsolidado, gerando estruturas plásticas a rúptil-plásticas. A intensa variação vertical de coloração e mesmo granulométrica facilitou em muito a identificação e visualização destas estruturas.

Dessa forma, julgou-se necessária uma descrição, mesmo que expedita, destas estruturas plásticas penecontemporâneas, que são indicativas de uma atividade tectônica no intervalo Neo-Permiano a Eo-Triássico, idade aproximada da sedimentação da Formação Rio do Rasto. Optou-se por concentrar as informações nas fotografias dos afloramentos, acompanhadas de croquis esquemáticos e diagramas estruturais.

As estruturas observadas nesta formação se agrupam em duas categorias: compressivas e distensivas (ou de colapso), descritas e interpretadas quanto ao tipo de evento gerador. Algumas feições de tectônica rúptil foram brevemente descritas e correlacionadas aos eventos tectônicos D1 e D2 deste trabalho (pós-Permianos).

6.1. Características locais da Formação Rio do Rasto

A Formação Rio do Rasto é composta por um pacote predominantemente pelítico, com intercalações de camadas de arenitos, em geral finos, que se espessam em direção ao topo. Este aumento na quantidade de areia motivou a subdivisão desta unidade nos membros Serrinha (base) e Morro Pelado por Gordon Jr. (1947), entre as quais a passagem dá-se por transição. A formação é posicionada no intervalo Neo-Permiano a Eo-Triássico (Milani *et al.*, 1994). No Estado de São Paulo, é agrupada juntamente com as formações Serra Alta e Teresina na Formação Corumbataí.

O Membro Morro Pelado na área de estudo caracteriza-se por siltitos vermelhos e roxos (esverdeados quando alterados), laminados e com aspecto pastilhado (Figura 6.1). Apresentam intercalações de camadas tabulares e lenticulares de arenitos finos a muitos finos, brancos a rosados, com até 5 m de espessura, que são lamosos, mal-selecionados, com estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno porte (sets de até 60 cm) ou mesmo aspecto maciço. A passagem para o siltito, tanto na base como no topo, costuma ser abrupta.

A coloração avermelhada e a presença de gretas de contração indicam condições climáticas continentais relacionadas à fase regressiva do Grupo Passa Dois, episódio correlacionado ao início da continentalização da Bacia do Paraná no Neo-Permiano. Em termos gerais, a intercalação de corpos tabulares e lenticulares de arenitos com cruzadas acanaladas na seção pelítica do Membro Morro Pelado deve ser produto da presença de canais fluviais meandantes sobre extensas planícies de inundação, em clima seco (Rohn 1995).

Os poucos afloramentos observados do Membro Serrinha são caracterizados por siltitos argilosos roxo-escuros, com níveis decimétricos de arenitos brancos, finos. Na Figura 6.2 é mostrado um afloramento desta unidade, o qual apresenta uma exudação de óleo, controlada pela intercessão de uma falha dextral a N60E com um dique de diabásio.

6.2. Estruturas penecontemporâneas compressivas

As estruturas deformacionais compressivas são aquelas com maiores quantidade e qualidade de registros, representados por dobras simétricas métricas a decamétricas, falhas de crescimento e de cavalgamento. Superfícies de erosão local podem correlacionadas a alterações na dinâmica sedimentar como consequência da tectônica penecontemporânea (Figura 5.6).

As poucas medidas estruturais coletadas são apresentadas na Figura 6.3. Algumas dobras tiveram seus flancos medidos, resultando em guirlandas orientadas entre NNW-SSE e NNE-SSW (Figuras 6.4 e 6.5). As falhas de cavalgamento apresentam direções em torno de ESE-WNW. Estas poucas medidas estruturais, entretanto, permitiram tecer algumas considerações a respeito dos paleotensores responsáveis por estas perturbações penecontemporâneas. Resumidamente, as falhas inversas plásticas e as guirlandas das dobras podem ser relacionadas a um binário compressivo, onde o σ_1 orientava-se entre NE-SW e N-S.



Figura 6.1: Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto (BR-376 – Serra do Cadeado). O dique foi deslocado durante a intrusão pela presença de uma camada dúctil (folhelho roxo), segundo modelo de Kattenhorn & Watkeys (1995).

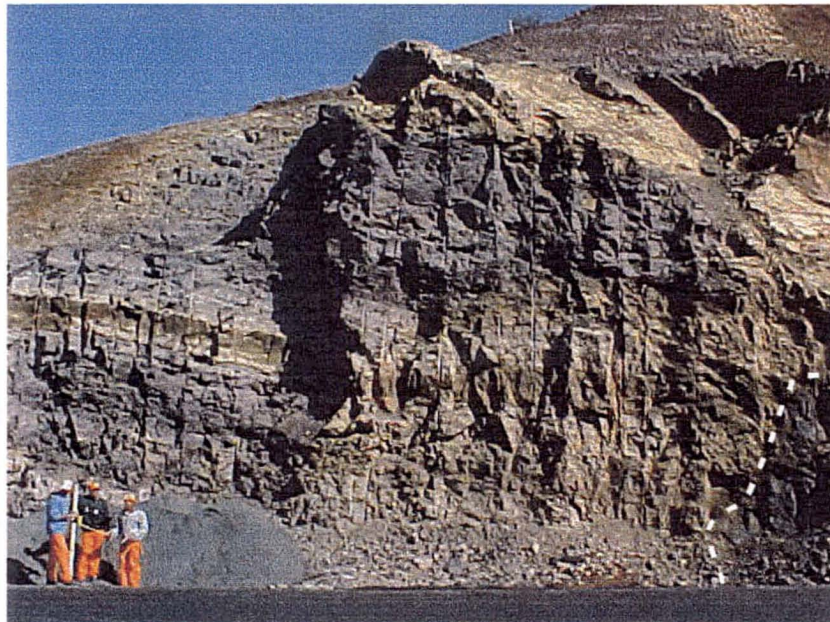


Figura 6.2: Fotografia dos siltitos arroxeados do Membro Serrinha, afetados por falha normal (170/85) e com porção impregnada por óleo (porção tracejada à direita da foto) (BR-376, próximo a Bairro dos França)

As falhas de crescimento, cavalgamentos e dobras, bem como as estruturas de colapso (*slumps*), não costumam afetar as camadas sobrepostas (Figuras 6.6 e 6.9). Isto posto, de uma forma geral as diversas estruturas tectônicas são restritas a níveis estratigráficos definidos, confinados por pacotes que apresentam pouca ou nenhuma perturbação tectônica. A presença de níveis restritos de perturbações sugere uma tectônica em pulsos, cujos pacotes não tiveram sua continuidade lateral e mesmo seu posicionamento estratigráfico determinados.

Há outro conjunto de falhas penecontemporâneas cuja caracterização cinemática não pode se definir através dos deslocamentos de camadas e ausência de indicadores cinemáticos lineares. A estas falhas provavelmente associa-se uma componente oblíqua dos movimentos inverso ou normal (Figura 6.7).

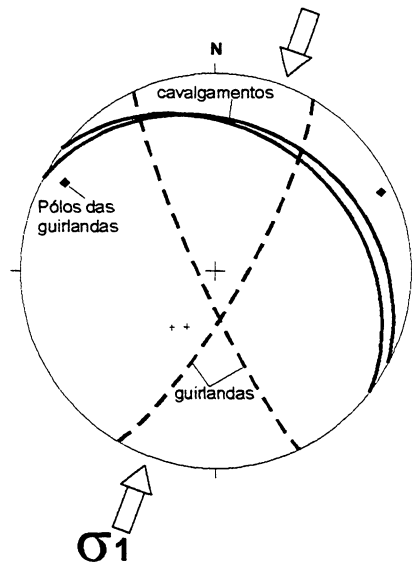
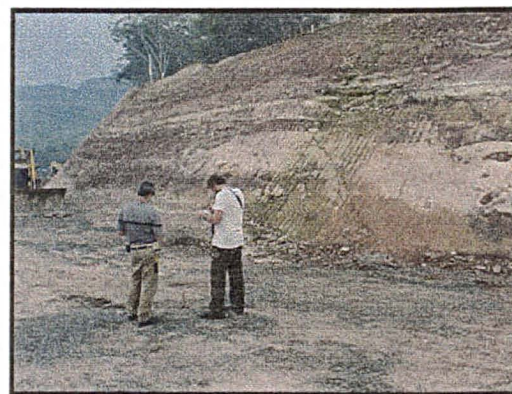


Figura 6.3: Interpretação dos paleotensores a partir das dobras e falhas de cavalgamento penecontemporâneas da Formação Rio do Rasto.



Fotografia da dobra (visão para norte)



Fotografia da seção arenosa espessada (visão para sul)

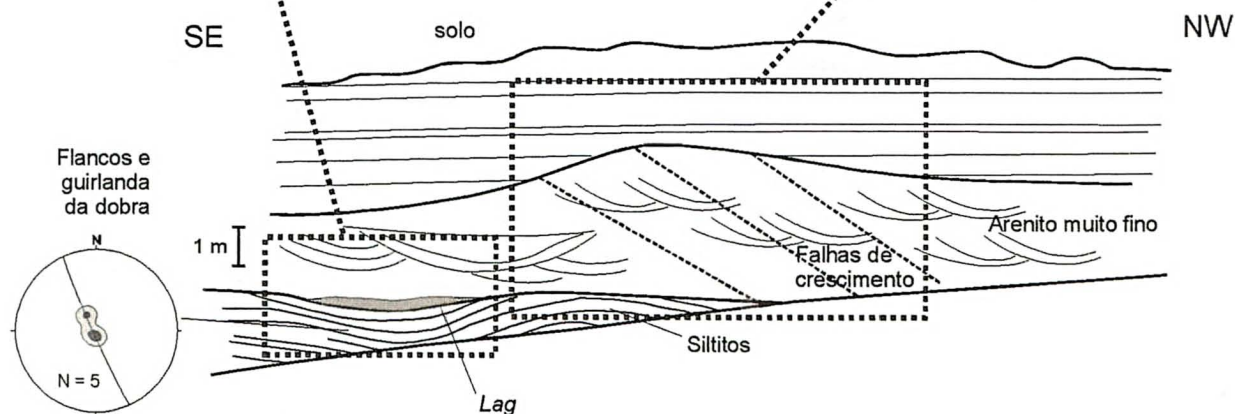


Figura 6.4: Sucessão de registros deformacionais penecontemporâneas (ponto 152, BR-376 na Serra do Cadeado). O croqui esquemático mostra as relações entre a sinclinal da dobra na seção pelítica inferior com o canal fluvial e prováveis depósitos de barra em pontal da seção arenosa, média, a qual apresenta espessamento de seção relacionada à falha de crescimento.



Figura 6.5: Dobra sinclinal simétrica na Formação Rio do Rasto, onde no eixo ocorre uma lente de arenito deslocado provavelmente por migração lateral de um canal meandrante, aproveitando o baixo topográfico gerado pela dobra. As camadas dobradas configuram uma feição de truncamento tipo *top lap* com a camada superior, a qual não apresenta deformação (BR-376, próximo à praça de pedágio Mauá da Serra)



Figura 6.6: Dobra aberta na seção areno-pelítica basal, que controla irregularidades na superfície sobre a qual depositou-se a seqüência pelítica do topo. Esta, por sua vez, assentou-se horizontalmente sobre a superfície tectonicamente perturbada.

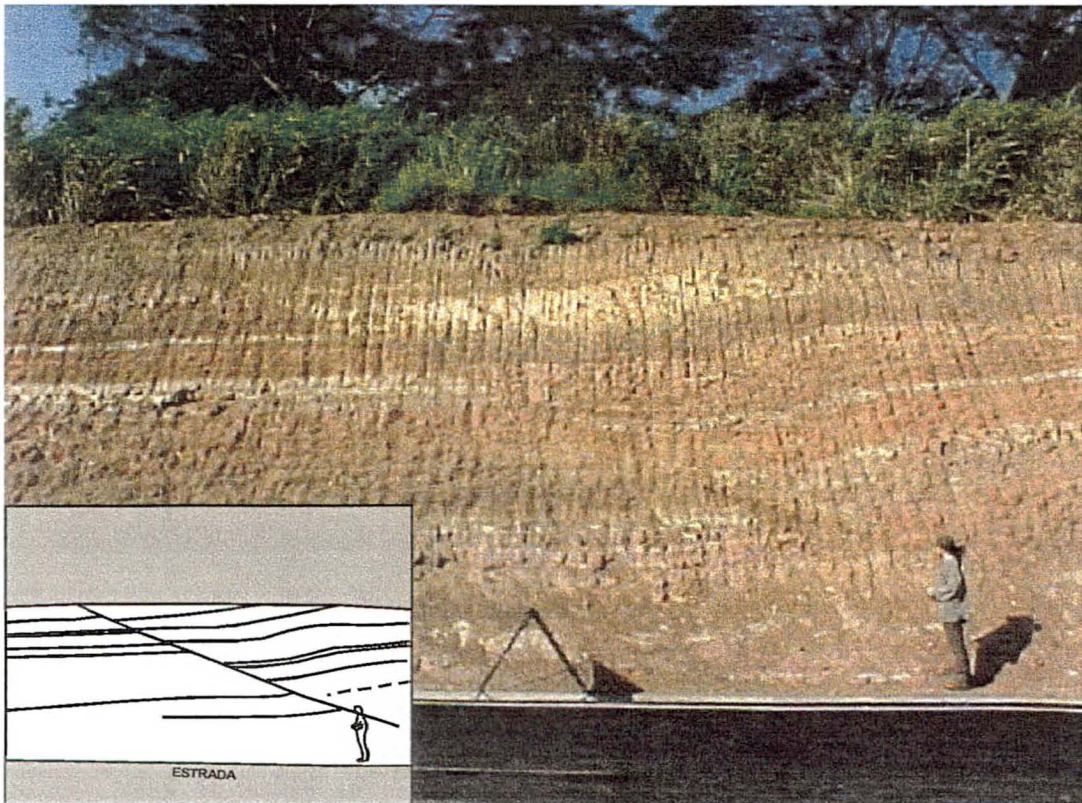


Figura 6.7: Provável falha inversa com componente direcional, caráter este inferido a partir das dobras de arrasto na porção direita da foto. Entretanto, a dificuldade na definição do tipo de falha decorre da descontinuidade das camadas no blocos da estrutura.

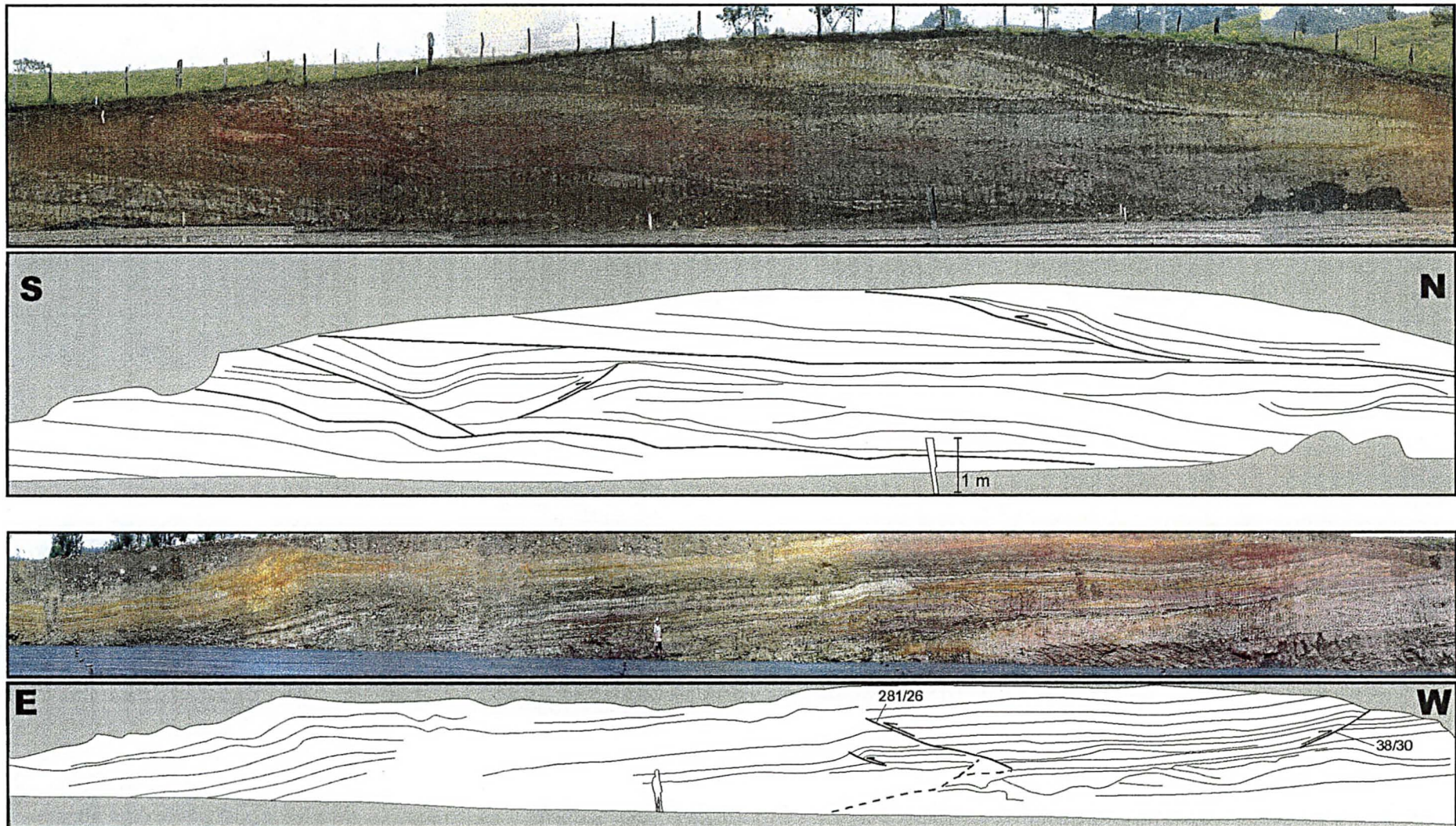


Figura 6.8: Dois painéis fotográficos que exemplificam a intensidade da deformação penecontemporânea em siltitos laminados do Membro Morro Pelado (BR-376, Serra do Cadeado: pontos 157 acima e 158, abaixo). Observa-se uma predominância de estruturas compressivas, representadas por falhas de cavalgamento com dobras de arrasto, dobras de crescimento, assimétricas, irregulares e por vezes convolutas. Feições de erosão e de possíveis colapsos de sedimentos são incomuns nesses afloramentos.

6.3. Estruturas penecontemporâneas extensionais e de colapso

Este grupo de estruturas, embora menos abundantes que as compressivas, apresentam como característica comum o caráter de restrição a um determinado pacote. As camadas que envelopam as estruturas de colapso não apresentam deformação alguma. Entretanto, a geração destas estruturas propiciou o encaixe de canais fluviais e assim a erosão dos níveis inferiores, indeformados, como pode ser observado na Figura 6.9.

Em afloramento na BR-376 (Serra do Cadeado), observa-se que uma estrutura de colapso controlou a implantação de um canal fluvial, preenchido por arenitos lamosos muito finos, com estratificações cruzadas acanaladas de porte decimétrico. A feição de canal, aproveitando o baixo topográfico gerado pelo colapso, também é observada no ponto 223 (Figura 6.9). Os planos de deslizamento das estruturas de colapso não apresentam orientação definida, da mesma forma que as falhas normais plásticas. Uma possibilidade é de que as estruturas de deslizamento de material inconsolidado sejam produtos de sismos.

O conjunto menos abundante de estruturas tectônicas penecontemporâneas é composto por falhas normais. Estas falhas ocorrem de forma isolada nos afloramentos e são acompanhadas por dobras de arrasto que indicam a condição plástica do material no momento da geração da falha, bem como são compatíveis com a cinemática das mesmas (Figura 6.8).

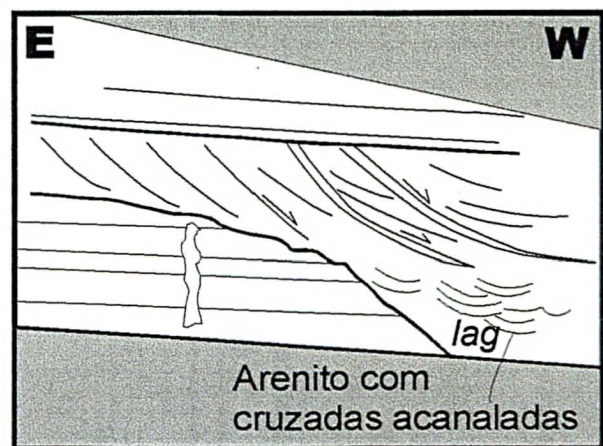
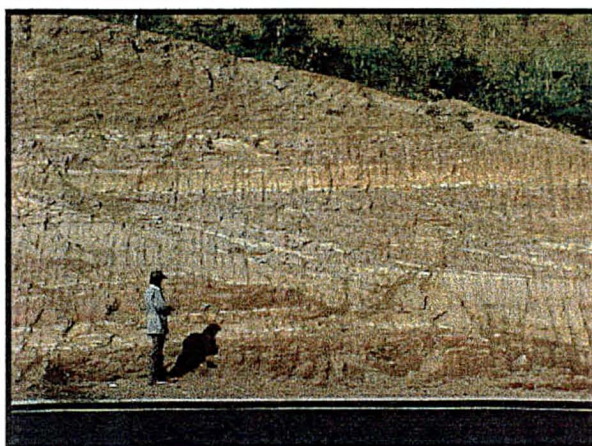


Figura 6.9: Exemplo de estrutura gerada por colapso de material inconsolidado, onde nota-se a erosão das camadas inferiores, associada a um canal fluvial inferiores e ao próprio escorregamento, enquanto as camadas superiores não se apresentam perturbadas.

6.4. Estruturas rúpteis pós-permianas

Por tratar-se da unidade litoestratigráfica mais antiga pesquisada na área de estudo, a Formação Rio do Rasto apresenta os registros deformacionais relacionados aos eventos D1 e D2, determinados para as rochas do Grupo São Bento. De fato, como antes observados nas aerofotografias, o Grupo Passa Dois apresenta-se intensamente afetado pelo enxame de falhas/diques do Arco de Ponta Grossa. Nos afloramentos da Serra do Cadeado, os diques de diabásio ocorrem sistematicamente, na maioria dos afloramentos da Formação Rio do Rasto (Figuras 6.1 e 6.10). As rochas encaixantes situadas imediatamente ao lado das paredes do dique apresentam feições de metamorfismo termal, tais como silicificação e cores variegadas.

A maioria dos registros rúpteis provém do Evento D2, caracterizado por falhas inversas de alto ângulo próximas aos diques e com direções semelhantes a estes, como observado no afloramento da Figura 6.10. Neste mesmo afloramento, observam-se também feições atribuídas à tectônica Permo-Triássica, tais como falhas inversas de baixo ângulo com direção NE e uma falha que apresenta uma evolução de *kinks* na base do corte, para dobras de arrasto no topo. Na Figura 6.11 há uma estrutura grabenforme relacionada ao evento D2.

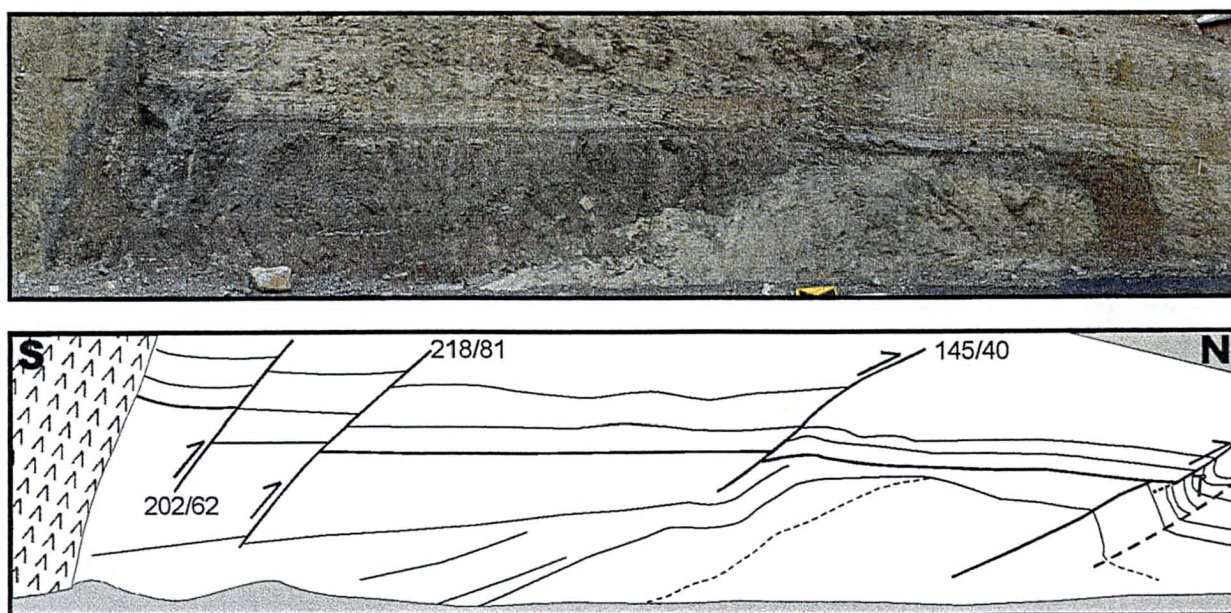


Figura 6.10: Três registros deformacionais em siltitos arenosos do Membro Morro Pelado (ponto 166 – BR-376): a direita, provável registro da tectônica penecontemporânea permiana, representado por dobras de arrasto em plano orientado aproximadamente a E-W; falhas tênues a 145/40; e falhas concentradas próximo a parede do dique de diabásio e que foram relacionadas à reativação Cenozóica promovida pelo Evento D2



Figura 6.11: Estrutura grabenforme marcado pelo deslocamento da camada arenosa (mais clara) em meio aos siltitos laminados vermelhos. As direções dos planos a direita e a esquerda da foto são, respectivamente, 192/63 e 05/85 (ponto 157, BR-376, Serra do Cadeado). Estas falhas são compatíveis com um binário compressivo segundo E-W (Evento D2)

6.5. Discussão

A gama de estruturas penecontemporâneas descritas é indicativa de uma atividade tectônica predominantemente compressiva, que influenciou localmente a sedimentação da Formação Rio do Rasto durante o Neo-Permiano Superior e o Eo-Triássico. A maioria das estruturas tectônicas plásticas foi observada no Membro Morro Pelado, membro superior desta unidade.

A ocorrência de estruturas de colapso, tipo *slumps*, pode ser indicativa de sismos atuantes durante a sedimentação. O modo de ocorrência das estruturas tectônicas plásticas, restrito a níveis estratigráficos que são comumente envelopados por camadas indeformadas, sugere que são estruturas geradas por pulsos tectônicos rápidos, especialmente no caso das estruturas de colapso (sismos). Registros de sismos (sismitos) não foram observados, em função do enfoque estrutural com que os afloramentos foram estudados.

As medidas estruturais, tais como guirlandas de dobras e planos de falhas de cavalgamento, permitem posicionar o paletensor compressivo máximo que gerou estas estruturas no quadrante NE-SW, mais especificamente a NNE-SSW.

No período entre o Neo-Permiano e o Eo-Triássico ocorreu a colisão do Bloco Patagônia na borda sul do Gondwana, evento que corresponde à última acreção continental a esse supercontinente. As faixas orogenéticas relacionadas são as Sierras Australes (La Ventana), na Argentina, e a Faixa do Cabo na África do Sul,

para as quais o esforço principal máximo (σ_1) entre NE-SW e NNE-SSW (Cobbold *et al.* 1991, 1992). Trabalhos de análise estrutural nas falhas da Jacutinga e Perimbó (direção NE) na borda leste da Bacia do Paraná (Rostirolla *et al.* 2000, 2002), indicam que durante o Permo-triássico estas estruturas experimentaram movimentação sinistral, como consequência da propagação de esforços na Plataforma Sul-americana a partir das faixas orogenéticas La Ventana e do Cabo.

Na região das Sierras Australes, o Grupo Pillahuincó é correlacionada ao intervalo estratigráfico que compreende o Grupo Itararé e a Formação Rio do Rasto da Bacia do Paraná (Lopez-Gamundi *et al.* 1995). A unidade mais recente do Grupo Pillahuincó é a Formação Tunas, cujo empilhamento é correlacionável com a metade superior do Grupo Passa Dois, apresenta intercalações areno-pelíticas com níveis tufáceos. Esses mesmos autores identificaram dobras de crescimento penecontemporâneas na Formação Tunas, que em conjunto com outros fatores indicam a ocorrência de uma tectônica orogenética concomitante à sedimentação desta unidade.

Propagações intraplaca deste evento tectônico são observadas na forma de reativações sinistrais de falhas do embasamento em unidades do Permiano Superior da Bacia do Paraná, tais como as falhas da Jacutinga e Perimbó (Rostirolla *et al.*, 2000, 2002). De fato, verifica-se a compatibilidade entre o σ_1 resultante da colisão da Patagônia e os esforços geradores das dobras e cavalgamentos penecontemporâneos da Formação Rio do Rasto. É importante lembrar que a região da Serra do Cadeado, onde situa-se os pontos das estruturas plásticas, também foi afetada pela reativação de uma estrutura do embasamento, que é a Zona de Falha Guaxupé.

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O presente capítulo consiste da descrição e interpretação de uma gama de dados estruturais e morfoestruturais obtidos através de trabalhos de campo, fotointerpretação, análise de modelos digitais de terreno (MDTs) e imagens Landsat TM 7 e dados aeromagnetométricos. São descritos inicialmente os dados estruturais de caráter regional, principalmente aerofogeológicos, MDTs e aeromagnetométricos, que são seguidos pelos dados locais obtidos em campo. Por fim, o conjunto destas informações é integrada num tópico de discussão.

A integração de dois artigos submetidos (Strugale *et al.* 2002a,c) constitui o corpo do presente capítulo. O primeiro artigo tem conotação local (região de São Jerônimo da Serra, setor leste da área de estudo) e apresenta-se direcionado à descrição das morfoestruturas e feições estruturais locais, tal como o *horst* Rio do Tigre. Já o segundo visou quase que exclusivamente os dados estruturais de campo, que foram interpretados segundo análises estrutural descritiva, cinemática e dinâmica, bem como suas implicações na evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa e da relação deste com o contexto da abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozóico.

Em razão do caráter mais abrangente do segundo artigo, o presente capítulo compor-se-á do mesmo, ao qual são adicionadas partes do primeiro artigo, quando se torna necessária a correlação entre os dados regionais e locais, especialmente no tocante às morfoestruturas.

7.1. Fotolineamentos

Os fotolineamentos representam o principal conjunto de morfoestruturas, que incluem ainda escarpas de falhas e camadas basculadas, extraídos por fotointerpretação e análise de MDTs. Apresentam-se como alinhamentos negativos e positivos, onde os últimos são sustentados por diques de diabásio a N40-55W.

Nas principais direções estruturais identificadas foram analisadas a continuidade, persistência e a presença de feições indicativas de movimentação, bem como questões acerca da forma como os traços estruturais ocorrem nas formações Rio do Rasto e Serra Geral. As características dos fotolineamentos nas formações Pirambóia e Botucatu não puderam ser observadas em razão da estreita faixa de afloramentos destas, o que impossibilitou a visualização das estruturas nas

aerofotografias. Os principais feixes (*trends*) de fotolineamentos estão orientados a N40-55W, N40-60E, N-S e E-W (Figura 7.1), onde os mais proeminentes são aqueles de direção N40-55W, seguidos pelos de direção N40-60E.

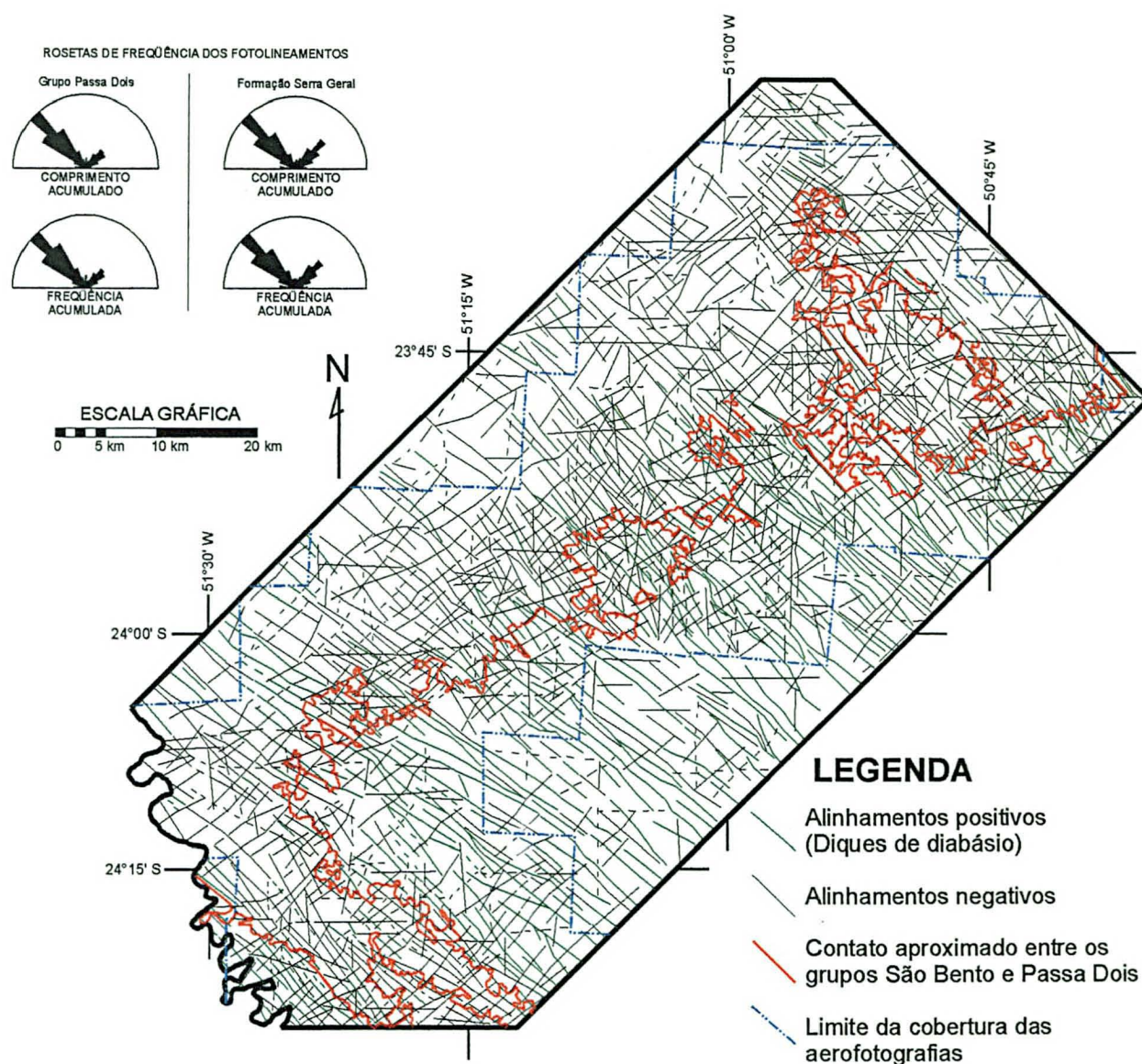


Figura 7.1: Mapa de fotolineamentos filtrados, negativos e positivos (diques), indicando as rosetas de frequência para cada uma das unidades com maiores áreas de afloramento (Grupo Passa Dois e Formação Serra Geral)

7.1.2. Família N40-55W

São os alinhamentos mais importantes e contínuos, sendo reflexos principalmente das falhas preenchidas por diques de diabásio. Apresentam-se como feixes de alinhamentos positivos e negativos com até 20 km de comprimento. Estas estruturas são marcadas nos pelitos do Grupo Passa Dois como alinhamentos positivos, enquanto que nas formações Pirambóia e Botucatu ocorrem normalmente como alinhamentos negativos.

Foram identificados feixes onde a concentração de diques e alinhamentos negativos nas aerofotografias, MDTs e imagem Landsat TM 7 é significativamente maior, sendo então agrupados em zonas de falha (ZFs), as quais se comportam como corredores de deformação (Figuras 7.2 e 7.3). As ZFs apresentam ligeira divergência (direções N40-N55W) no sentido do depocentro da bacia. Observam-se alterações na geometria das ZFs em função do posicionamento das mesmas em relação ao eixo do Arco de Ponta Grossa e aos alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva. As ZFs sobre o mencionado eixo (Incrão, Mauá da Serra e Faxinal) exibem geometria anastomosada, enquanto que as ZFs contíguas aos alinhamentos estruturais-magnéticos (e.g.: Rio do Tigre, Tamarana e Rio Pereira) tendem a ser retilíneas (Figura 7.3). Esta diferença geométrica pode relacionar-se a uma componente direcional mais proeminente em comparação às ZFs situadas nos referidos alinhamentos, as quais exibiriam um registro de movimentos gravitacionais nas falhas.

Alguns diques das ZFs Faxinal, Cruzmaltina e Rosário do Ivaí apresentam prolongamento por mais de 50 km adentro da cobertura basáltica (municípios de Borrazópolis, Kaloré e Nova Itacolomi), na faixa do alinhamento do Rio Alonzo. Em campo, nas aerofotografias e nas imagens Landsat TM 7, verifica-se que os diques na Formação Serra Geral possuem geometria predominantemente planar, ao contrário de seus correspondentes nas unidades sedimentares sotopostas. Nas proximidades de Faxinal e Mauá da Serra, nota-se que os diques não atravessam os derrames de dacito porfirítico lá presentes, (Figura 7.3). Outras ZF prolongam-se por alguns quilômetros na cobertura basáltica, na forma de alinhamentos negativos (e.g. ZF Tamarana).

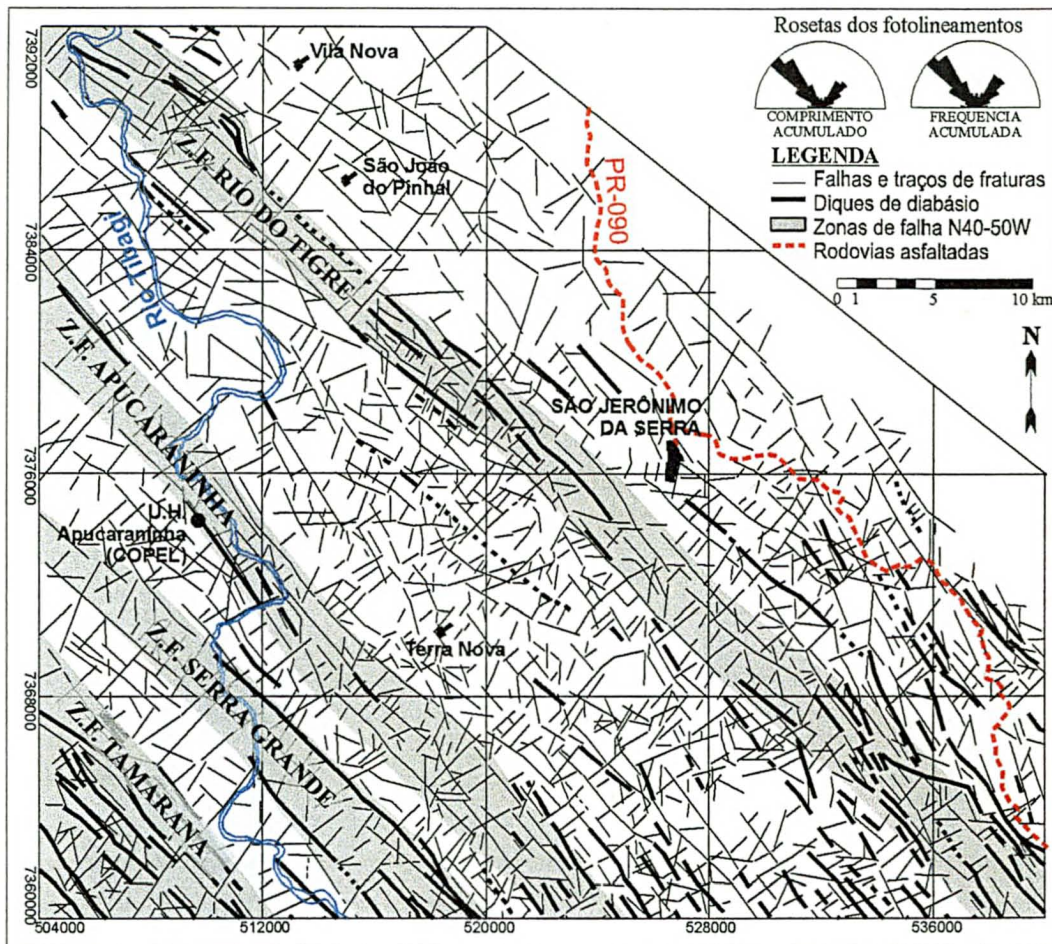


Figura 7.2: Dados de alinhamentos fotogeológicos brutos, a partir dos quais, em conjunto com o MDT e imagem Landsat TM 7, foram identificadas as ZFs. Nesta figura, é mostrada apenas a parte leste da área de estudo onde se apresentam quatro destas estruturas.

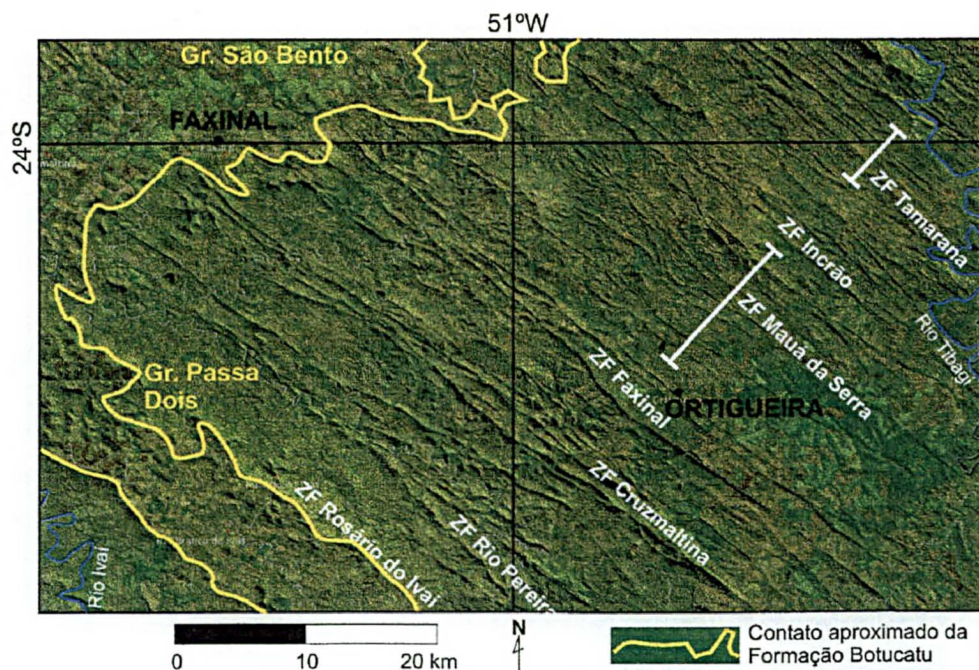


Figura 7.3: Imagem Landsat TM 7 de parte da área de estudo, na qual é mostrada a expressão orográfica e a continuidade das ZFs, representando uma parte do enxame de diques relacionado ao Arco de Ponta Grossa. Notar que alguns diques prolongam-se na cobertura basáltica, no extremo noroeste da figura.

7.1.2. Família N40-60E

As falhas de direção N40-60E constituem feixes mais dispersos em relação às ZFs. O feixe mais proeminente corresponde ao prolongamento da ZF NE Guaxupé do embasamento na Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1990), apresentando-se com geometria anastomosada de vales alinhados e escarpas de falha, além de provocar quebras de gradiente dos contornos do topo da Formação Botucatu. A ZF NE Guaxupé parece corresponder ao prolongamento da faixa PT-4, da direção Pitanga ($N55\pm5E$), de Soares *et al.* (1982).

Esta direção de fotolineamentos também mostra geometria diferenciada nos pelitos da Formação Rio do Rasto e nas extrusivas básicas da Formação Serra Geral. Nos primeiros, os fotolineamentos denotam traços curvilineares, direção média N60E e aspecto anastomosado nos corredores de deformação. Têm como melhor exemplo a ZF NE Guaxupé, seccionando a área de estudo ao meio como um feixe de até 10 km de largura, a qual afeta todas as unidades aflorantes. No mapa geológico, ela delimita a sudeste a borda erosiva da faixa de afloramentos do Grupo São Bento, exceto a sudoeste do Rio Alonzo. Outro feixe importante de alinhamentos NE situa-se no extremo sul da área (região de Rio Branco do Ivaí) e deve ser reflexo da zona de falha Jacutinga, que passa nos arredores da cidade de Cândido de Abreu, cerca de 20 km a sul.

Nos basaltos, os feixes NE tem direção preferencial N40-50E e compõem-se de fotolineamentos retilíneos, concentrados em dois segmentos a norte e noroeste da ZF NE Guaxupé, os quais aparentam ser ramificações desta (Figura 7.4). O mais evidente acompanha a borda NW da área de estudo (Tamarana – Cruzmaltina) e o segundo situa-se entre este e a ZF NE Guaxupé, indicando menor largura dentre os feixes nordeste. O conjunto dos alinhamentos NE nos basaltos pode ser correlacionado com a direção Médio-Paraná de Soares *et al.* (1982).

7.1.3. Famílias N-S e E-W

São os lineamentos mais espaçados (6 km em média) mas que exibem feições de superposição em relação às demais direções. Apresentam-se como traços planares a ligeiramente curvilíneos, contínuos (alinhamentos E-W) ou feixes de lineações descontínuas, as vezes denotando uma geometria escalonada (alinhamentos N-S).

As fraturas E-W mostram uma concentração maior à norte do paralelo 23°45'S (Figura 7.1), onde foi observado que estas estruturas promovem um suave escalonamento do relevo, com blocos baixos para norte. As fraturas N-S são mais regulares do que as E-W, e têm como melhor exemplo o feixe que controla os vales dos rios Tibagi e Rosário (porção leste de área).

7.2. Compartimentação estrutural e disposição espacial da Formação Botucatu

Na área de estudo observa-se que as ZFs controlam duas diferentes escalas de compartimentação estrutural: local e regional. Na categoria local (até 10 km), os blocos são delimitados tanto pelas bordas das ZFs, separando porções de geometria romboedral com diferentes intensidades de deformação (*i.e.* ZFs), quanto pelo cruzamento das estruturas N40-55W e N40-60E, que são as duas mais conspícuas direções nas aerofotografias (Figura 7.4). A mesma compartimentação pode ser observada em menores escalas, onde a porção centro-norte do Estado do Paraná é afetada por grandes zonas de falha N40-55W (alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva), e N40-60E (Guaxupé e Jacutinga). Na escala regional (dezenas de quilômetros), foram identificados três compartimentos morfotectônicos (blocos Nordeste, Central e Sudoeste – Figura 7.5), que exercem influência na disposição das cotas topográficas, nos contatos do Grupo São Bento e Passa Dois e na disposição das curvas de contorno do topo da Formação Botucatu.

As ZFs delimitam porções mais deformadas, com larguras médias entre 3 e 5 km, exceto a ZF Tamarana (8 km), a qual denota menores espessuras e maior densidade dos diques em relação às demais ZFs. As falhas que limitam estas feições são rotacionais em tesoura (*scissor fault*) e promoveram uma alternância de altos e baixos estruturais no mapa geológico. Os altos estruturais caracterizam-se por áreas de afloramentos da Formação Rio do Rasto, delimitadas por falhas N40-55W, que “adentram” na área do Grupo São Bento. A região entre Tamarana e Mauá da Serra mostra melhor esta feição, que pode ser observada nas escalas de quilômetros e dezenas de quilômetros. O *horst* Rio do Tigre, situado à oeste de São Jerônimo da Serra, é outro exemplo de alto estrutural, que à semelhança das demais estruturas deste tipo, tendem a coincidir com as ZFs.

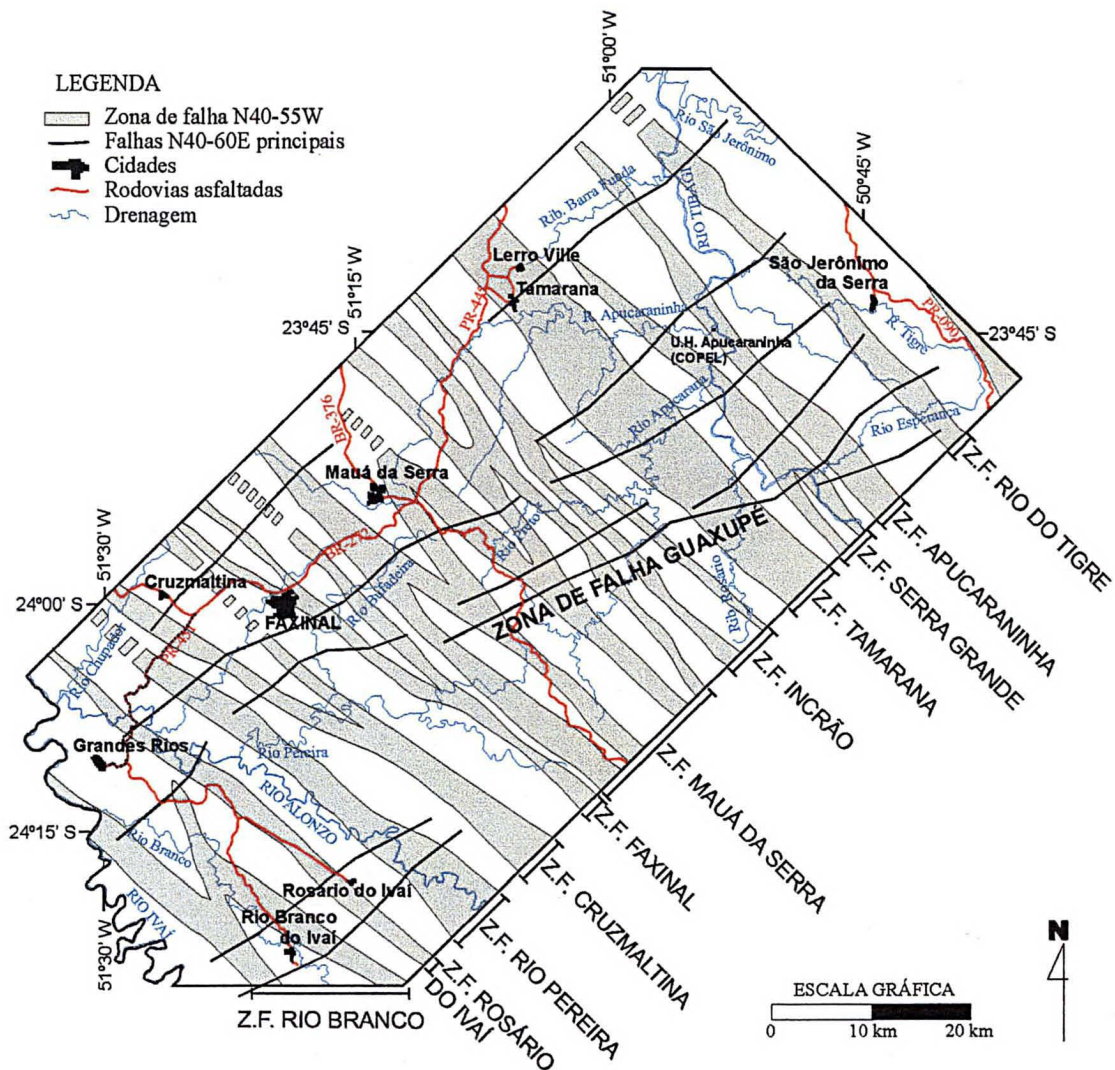


Figura 7.4: Compartimentação estrutural da área de estudo, balizada por zonas de falha NW e NE relacionadas ao Arco de Ponta Grossa e às ZFs N60E Guaxupé e Jacutinga, respectivamente (Strugale *et al.* 2002b).

A análise em conjunto do mapa geológico, contornos estruturais do topo da Formação Botucatu e MDTs permitiu a identificação de três compartimentos morfotectônicos, denominados Nordeste, Central e Sudoeste (Figura 7.5). Cada um destes apresenta características particulares em relação à disposição dos contornos estruturais, da altimetria e do relevo (Figuras 7.5 e 7.6), bem como na distribuição das unidades litoestratigráficas no mapa geológico. São separados pelas ZFs Rio Pereira e Tamarana, as quais coincidem aproximadamente com os alinhamentos estruturais-magnéticos do Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva, respectivamente.

O principal critério utilizado na separação destes blocos foi a presença de um recuo da faixa aflorante das formações Pirambóia e Botucatu na parte central dos mapas geológico e de contorno estrutural, no setor correspondente ao Bloco Central,

ladeada por tratos nos quais as curvas avançam para sudeste. A borda sudeste deste bloco é limitada pela ZF NE Guaxupé, cujo prolongamento promove quebras nos gradientes das curvas nos blocos adjacentes. Os limites dos blocos são marcados por zonas de transição, os quais caracterizam-se por setores de relevo rebaixado na comparação com as adjacências. As curvas de contorno nas bordas sudoeste e nordeste do Bloco Central estão niveladas, respectivamente, nas cotas 650 e 750 m.

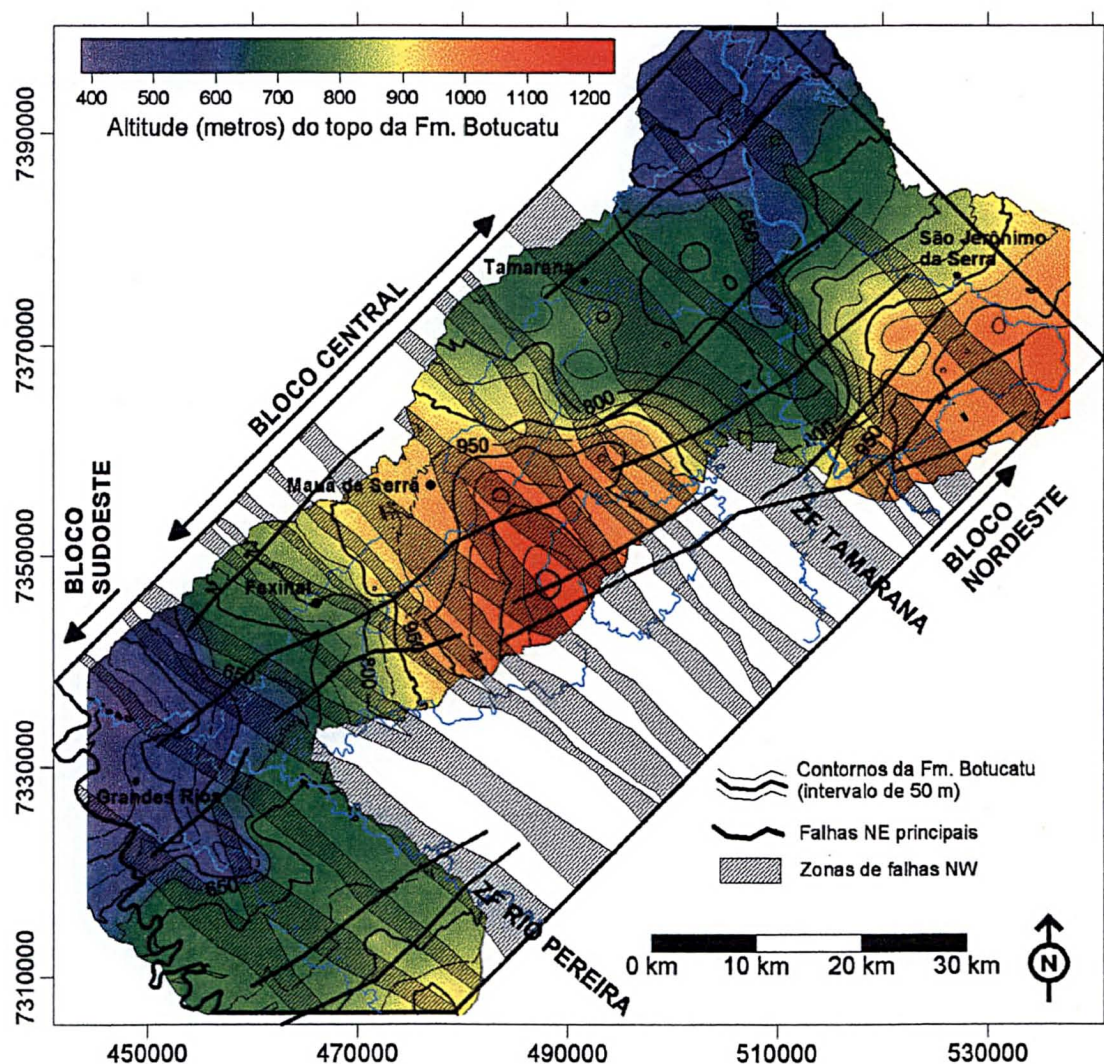


Figura 7.5: Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Botucatu sobreposto às ZFs, indicando também os feixes de falhas N40-60E mais conspícuos e os blocos morfotectônicos

O Bloco Central caracteriza-se por cotas mais elevadas de relevo e dos afloramentos da Formação Botucatu, do que nos blocos adjacentes (Figura 7.6). Ambas as cotas (altimétrica e de contorno estrutural) diminuem divergentemente para os rumos SW, NW e NE, a partir da região da Serra do Cadeado, onde os níveis da Formação Botucatu atingem as altitudes mais elevadas da área de estudo, de cerca

de 1220 m no morro das Antenas (ponto 4). O decréscimo das cotas é um pouco mais abrupto para sudoeste e nordeste, atingindo um gradiente em torno de 120 m para cada 10 km, reflexo dos intensos falhamentos de direção NW. Nos blocos Nordeste e Sudoeste, as curvas dispõem-se aproximadamente paralelas e o gradiente de redução das cotas é uniforme segundo o rumo NW (Figura 7.7).

Em relação às principais falhas N40-60E, observa-se que estas não imprimem alterações importantes nos contornos estruturais da Formação Botucatu e cotas altimétricas do relevo. Apenas a ZF NE Guaxupé promove alguma influência nestes elementos, na forma de quebras nesses gradientes.

O mapa geológico da área de estudo mostra dois altos estruturais de configuração circular a romboedral, onde a Formação Rio do Rasto é circundada por unidades do Grupo São Bento. Estes altos localizam-se na região da Serra do Cadeado, cerca de 10 km a leste da cidade de Mauá da Serra, onde a ZF NE Guaxupé intersecta a ZF Mauá da Serra. Falhas de direção N50E no embasamento comumente exibem feições de reativação na Bacia do Paraná (Soares 1992; Rostirolla *et al.* 2000; 2002), onde a interação destas falhas com estruturas NW regionais podem gerar altos estruturais como o Domo de Quatiguá.

As cotas altimétricas apresentam notável influência dos maiores falhamentos (NW e NE), onde os principais compartimentos possuem estreita correlação com os contornos estruturais da Formação Botucatu, visto que os arenitos desta unidade sustentam o relevo em quase toda a extensão da faixa de afloramentos. A Formação Botucatu apresenta-se contínua no Estado do Paraná, e junto com a Formação Pirambóia formam uma escarpa que prossegue proeminente em praticamente todo o estado, separando o segundo do terceiro planaltos paranaenses (Maack 1981). As maiores altitudes (até 1300 m) situam-se no Bloco Central, enquanto os blocos adjacentes apresentam-se com cotas de até 1200 m (Bloco Nordeste) e no máximo 900 m no Bloco Sudoeste.

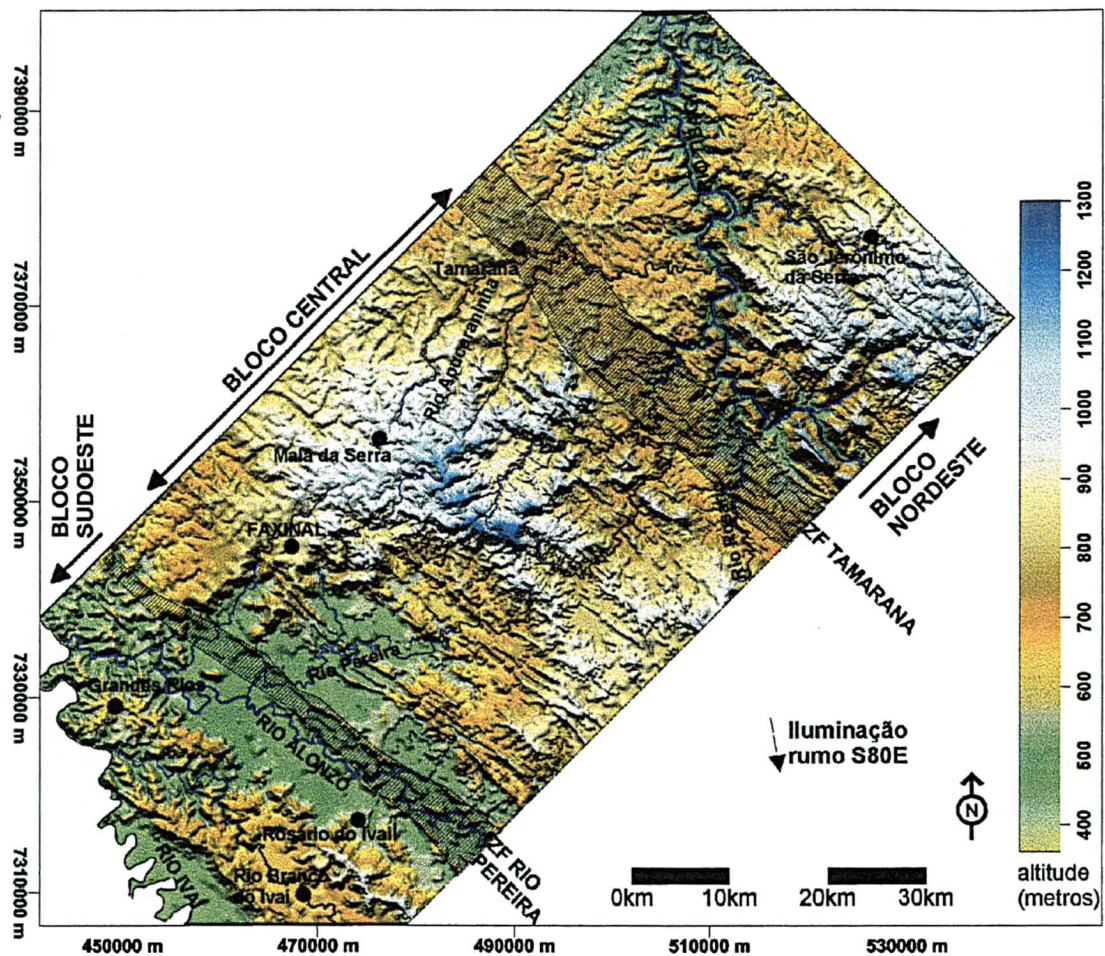


Figura 7.6: Modelo digital pseudoiluminado de terreno (MDT) com as indicações dos blocos morfotectônicos e das ZFs que os limitam

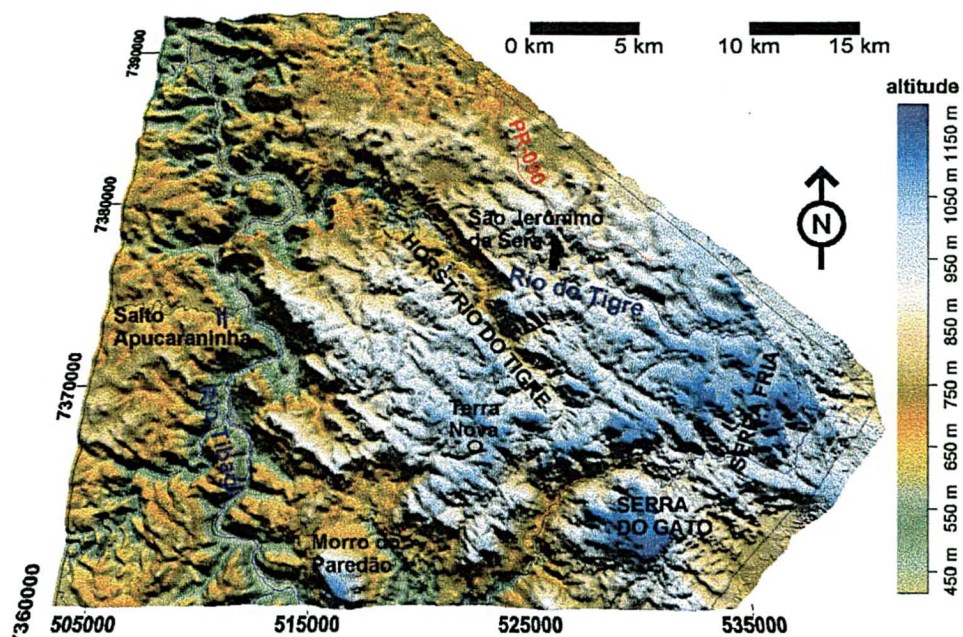


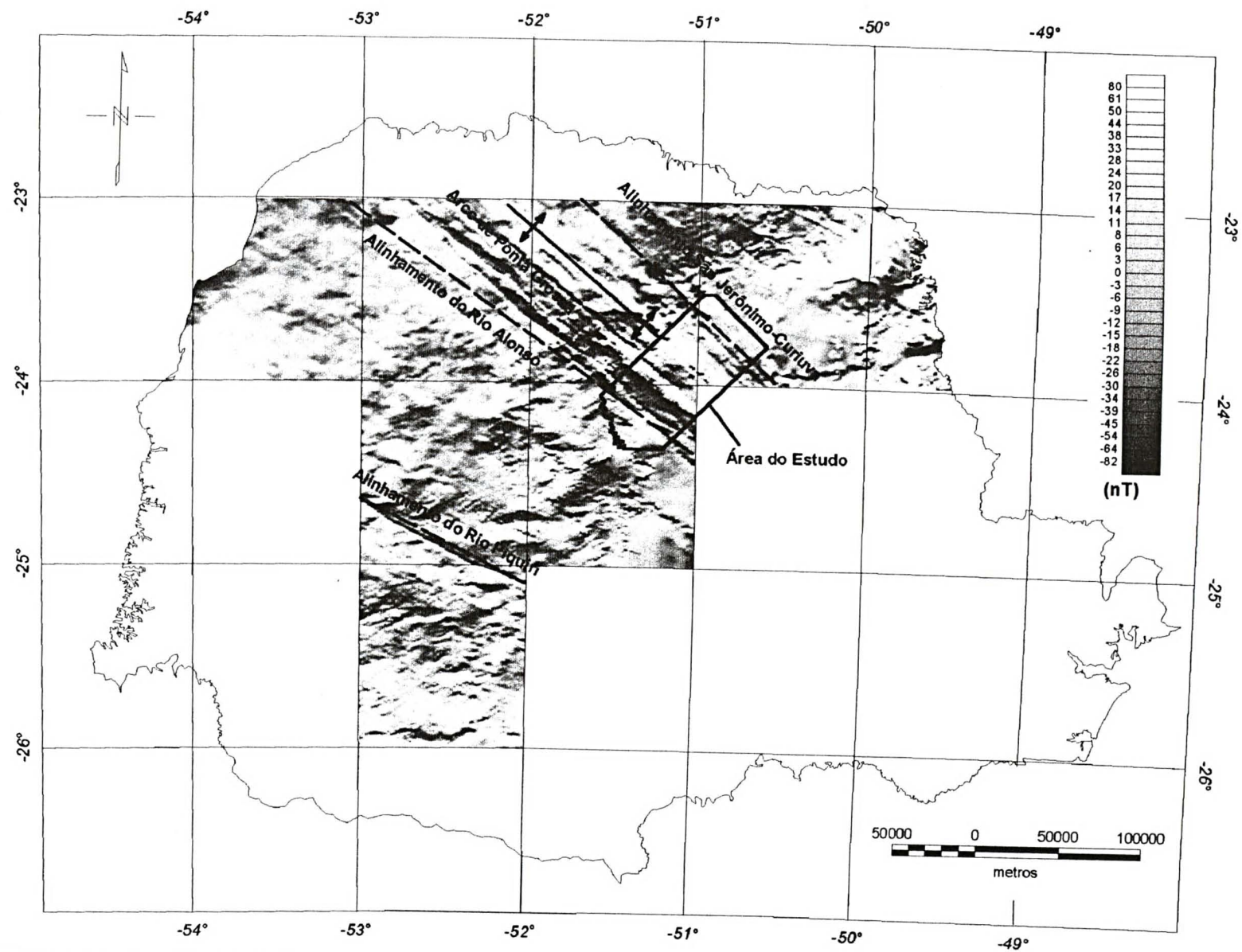
Figura 7.7: Modelo digital de terreno (MDT) da região de São Jerônimo da Serra, onde observa-se o horst Rio do Tigre (ver item 7.5.2) e de algumas falhas E-W na altura de Terra Nova e São Jerônimo da Serra. O Morro do Paredão (porção inferior da figura) é sustentado por um dique de diorito pórfiro.

7.3. Aeromagnetometria

O reconhecimento aeromagnetométrico de grandes zonas de falha de direção geral NW-SE, no sul-sudeste do Brasil, preenchidas por cerrados enxames de diques de diabásio, permitiu a proposição de uma nova configuração para o Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982 a,b), constituída por quatro alinhamentos estruturais: Guapiara (limite setentrional), São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (região central) e Rio Piquiri (limite meridional), conforme indicado simplificadaamente na Figura 5.4. Os alinhamentos estruturais-magnéticos exibem extensões mínimas de 600 km, larguras máximas de 100 km na região central, e distribuem-se desde a margem continental contígua até pelo menos o Rio Paraná. A área objeto do presente trabalho é indicada na Figura 7.8, no contexto do mapa magnético parcial do Estado do Paraná (Ferreira & Portela Filho 2001).

Os dados aeromagnetométricos pertencem aos projetos aerogeofísicos Rio Iguaçu e Rio Ivaí, e foram adquiridos nos anos de 1980 e 1981, respectivamente, através do consórcio CESP/IPT (Paulipetro). As alturas médias de vôo foram de 500 m (Rio Iguaçu) e 450 m (Rio Ivaí), espaçamento de 2000 m entre as linhas e direção norte-sul. Os dados digitais foram cedidos à UFPR pela Petrobrás já previamente processados quanto ao posicionamento, nivelamento, correção da variação diurna e remoção do campo principal da Terra (*IGRF – International Geomagnetic Reference Field*).

Inicialmente os dados originais foram avaliados criticamente e interpolados pelo método da mínima curvatura (Briggs 1974), segundo malha regular de 500 x 500m, selecionada após vários testes estatísticos e inspeção visual. Constatou-se que o mapa assim gerado apresentou alguns artefatos ao longo das linhas de vôo (N-S). Para remover e/ou atenuar esses ruídos, foram testadas diversas técnicas de micronivelamento (Minty 1991), optando-se pelo método bidirecional (Geosoft 2001).



7.3.1 Gradiente horizontal, amplitude e fase do sinal analítico

Desde o início dos anos 70 foram desenvolvidos métodos baseados nos gradientes (derivadas) horizontais e vertical, os quais constituem ferramentas importantes para a determinação de parâmetros geométricos como a localização (mapeamento), limites e profundidades dos corpos causadores de anomalias de campos potenciais (Hsu *et al.* 1996). O gradiente horizontal de ordem zero é o vetor resultante da combinação das primeiras derivadas horizontais nas direções x e y, dado pela equação abaixo:

$$h(x,y) = [(G_x)^2 + (G_y)^2]^{1/2} \quad (1)$$

onde $G_x = dG/dx$ e $G_y = dG/dy$ correspondem às derivadas horizontais da anomalia G do campo magnético. O gradiente horizontal, em geral, indica mudanças abruptas do campo magnético, facilitando o mapeamento.

O sinal analítico é uma função complexa, também muito empregado no mapeamento magnético (Hsu *et al.* 1998; Bastani & Pedersen 2001). Uma das principais vantagens deste método, além de demarcar os limites do corpo, é que os resultados independem da direção da magnetização. Em outras palavras, um corpo com uma determinada geometria e contraste de susceptibilidade magnética mostra o mesmo sinal analítico em qualquer latitude da Terra. A amplitude do sinal analítico (Nabighian, 1972, 1974) de ordem zero (simples), é representada pela seguinte equação:

$$|A(x,y)| = [(G_x)^2 + (G_y)^2 + (G_z)^2]^{1/2} \quad (2)$$

onde $G_z = dG/dz$ é a primeira derivada vertical de G e G_x e G_y já foram definidos.

A fase do sinal do sinal analítico de ordem zero, utilizada para melhor delinear as fontes magnéticas rasas (alta frequência espacial), é definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginário e real do sinal analítico da mesma ordem, ou seja, representa o quociente resultante da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal:

$$\Phi(x,y) = \arctg(G_z)/[(G_x)^2 + (G_y)^2]^{1/2} \quad (3)$$

Os métodos mencionados acima foram aplicados na área de estudo, a partir da malha do campo magnético residual da Figura 7.9. Dos diversos mapas gerados foram selecionados para apresentação os do campo magnético residual (base de dados) e do gradiente horizontal, os quais são apresentados, respectivamente, nas Figuras 7.9 e 7.10, pseudoiluminados segundo 45°, juntamente com a moldura representativa das zonas de falha NW e das estruturas NE. Nesses mapas, especialmente da Figura 7.10, nota-se alguns artefatos na direção das linhas de vôo (NS), destacando-se aqueles da porção sudoeste da área. Tais artefatos são decorrentes das pequenas dimensões da área de estudo, quando comparadas com a extensão da malha original, a qual foi nivelada e micronivelada para uma escala regional (1:1.000.000).

Os mapas das Figuras 7.9 e 7.10 evidenciam que os alinhamentos magnéticos mais proeminentes apresentam-se entre as direções N40-55W, os quais correspondem à principal direção dos fotolineamentos e dos diques de diabásio. Há uma notável coincidência dos alinhamentos magnéticos com as ZFs, destacando-se as de Apucarantina e do Rio Pereira, as quais limitam a região central do Arco de Ponta Grossa e coincidem com os alinhamentos São Jerônimo – Curiúva e do Rio Alonzo, respectivamente situados a nordeste e a sudoeste da área de estudo. Os blocos morfotectônicos não apresentaram respostas aeromagnetométricas.

O mapa do gradiente horizontal (Figura 7.10), mostra com clareza as relações espaciais entre as anomalias magnéticas e as ZFs posicionadas entre os mencionados alinhamentos estruturais-magnéticos. É também notável a coincidência entre as ramificações das ZFs e as anomalias magnéticas desta região central do Arco de Ponta Grossa, em torno da Serra do Cadeado. A profusão de diques de diabásio indicados na Figura 7.1 não é perfeitamente caracterizada nos mapas magnéticos em função da altura de vôo (500 metros) e do espaçamento entre as linhas de amostragem do campo magnético (2000 metros), do que decorre perda de resolução e, até mesmo, a ausência de registro geofísico de diques estreitos identificados no campo, como demonstrado por Ussami *et al.* (1991), ao comparar dados aeromagnetométricos terrestres e aéreos do enxame de diques da região da Serra da Fartura (SP), no contexto do Alinhamento de Guapiara (limite setentrional do Arco de Ponta Grossa, Ferreira *et al.* 1981).

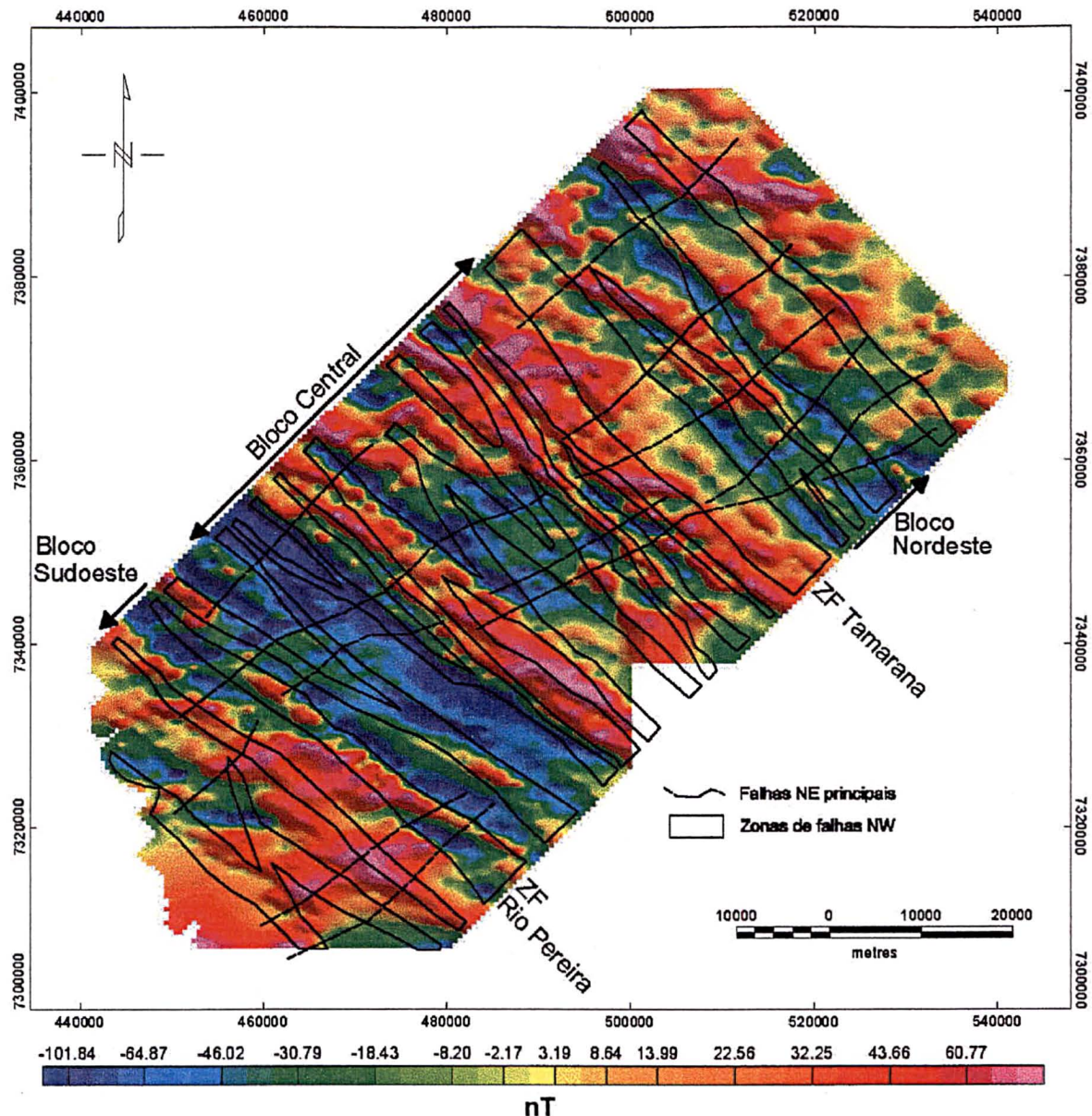


Figura 7.9: Mapa magnético residual da área de estudo.

As falhas NE também podem ser observadas, com menor clareza, nos mapas magnéticos, as quais são marcadas por alinhamentos relacionados à quebras de gradiente, normalmente confinados por estruturas NW mais conspícuas. Os principais traços estruturais dessa direção podem ser visualizados no mapa da figura 7.9, em especial a ZF Guaxupé.

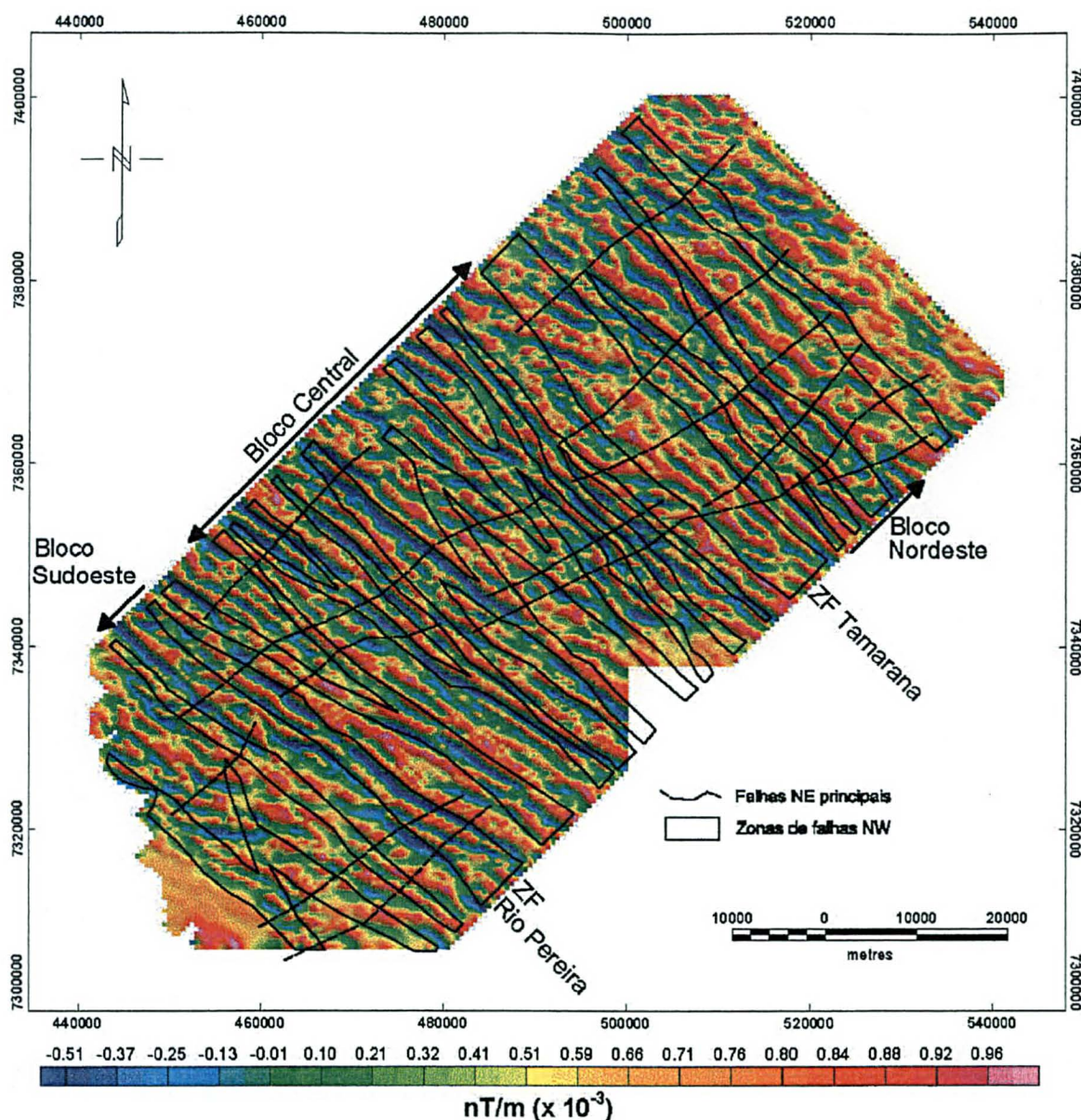


Figura 7.10: Mapa magnético do gradiente horizontal de ordem zero da área de estudo

7.4. Análise estrutural descritiva

Os trabalhos de coleta de dados estruturais em campo e de fotointerpretação propiciaram acumular um consistente volume de dados referentes a estruturas planares e lineares, que foram interpretadas em termos de disposição, geometria, cinemática e unidade estratigráfica onde estão situadas. Este último fator implica principalmente no modo como as estruturas se manifestam, pois nos arenitos a maioria das falhas ocorre na forma de bandas de deformação e fraturas escalonadas, enquanto nas rochas ígneas básicas (intrusivas e extrusivas) predominam falhas com indicadores cinemáticos, tais como estrias e *steps*, além da presença constante de carbonato de cálcio como material de preenchimento.

7.4.1. Estruturas planares

As juntas são as estruturas planares mais abundantes nos afloramentos e o diagrama de roseta total (mais de 1.100 planos) não mostra uma tendência principal. Quando as juntas são agrupadas por unidades, os padrões apresentam-se mais consistentes, como por exemplo nos arenitos, onde predominam juntas em torno da moda N50W, enquanto aquelas em torno de N-S são praticamente ausentes.

Dependendo da litologia na qual as juntas ocorrem, estas mostram variações principalmente na geometria e no preenchimento. Nos arenitos, as fraturas tendem a ser planas, enquanto nos basaltos e diques são planas a onduladas e apresentam-se na maioria das vezes preenchidas por carbonato de cálcio (fibroso e euédrico), filmes de óxido de manganês e, localmente, pirita. As falhas nas rochas ígneas apresentam os mesmos materiais de preenchimento das juntas, o que favorece a preservação de indicadores cinemáticos lineares.

As falhas são muito diversificadas em termos de geometria e cinemática (Figura 7.11), pois além de seccionarem litologias reologicamente distintas, apresentam rejeitos verticais e horizontais que variam de dezenas de centímetros (falhas locais) a mais de 100 m (falhas regionais). Há casos em que falhas regionais colocam unidades litoestratigráficas em contato lateral, o que permite estimar o rejeito vertical, como no caso da falha do ponto 188 (Figura 7.12). Há outras falhas semelhantes, que podem ser visualizadas em mapa geológico (Figura 5.6). As falhas nas rochas ígneas não possibilitam a quantificação do rejeito e serão descritas como falhas locais, juntamente com as demais de rejeito aparente indefinido.

Cada afloramento exibe um conjunto particular de fraturas, cuja continuidade pode perder-se numa mesma seção, o que evidencia uma deformação predominantemente descontínua e não-penetrativa. Um dos fatores que rege a ocorrência das fraturas é a posição do afloramento em relação às falhas regionais e corredores de deformação, onde cada corte refletirá melhor a falha, ou feixe de falhas, da mais proeminente estrutura presente nas proximidades do afloramento. Assim, neste trabalho, a compartimentação estrutural regional foi extraída preferencialmente dos grandes feixes de alinhamentos interpretados nas aerofotografias.

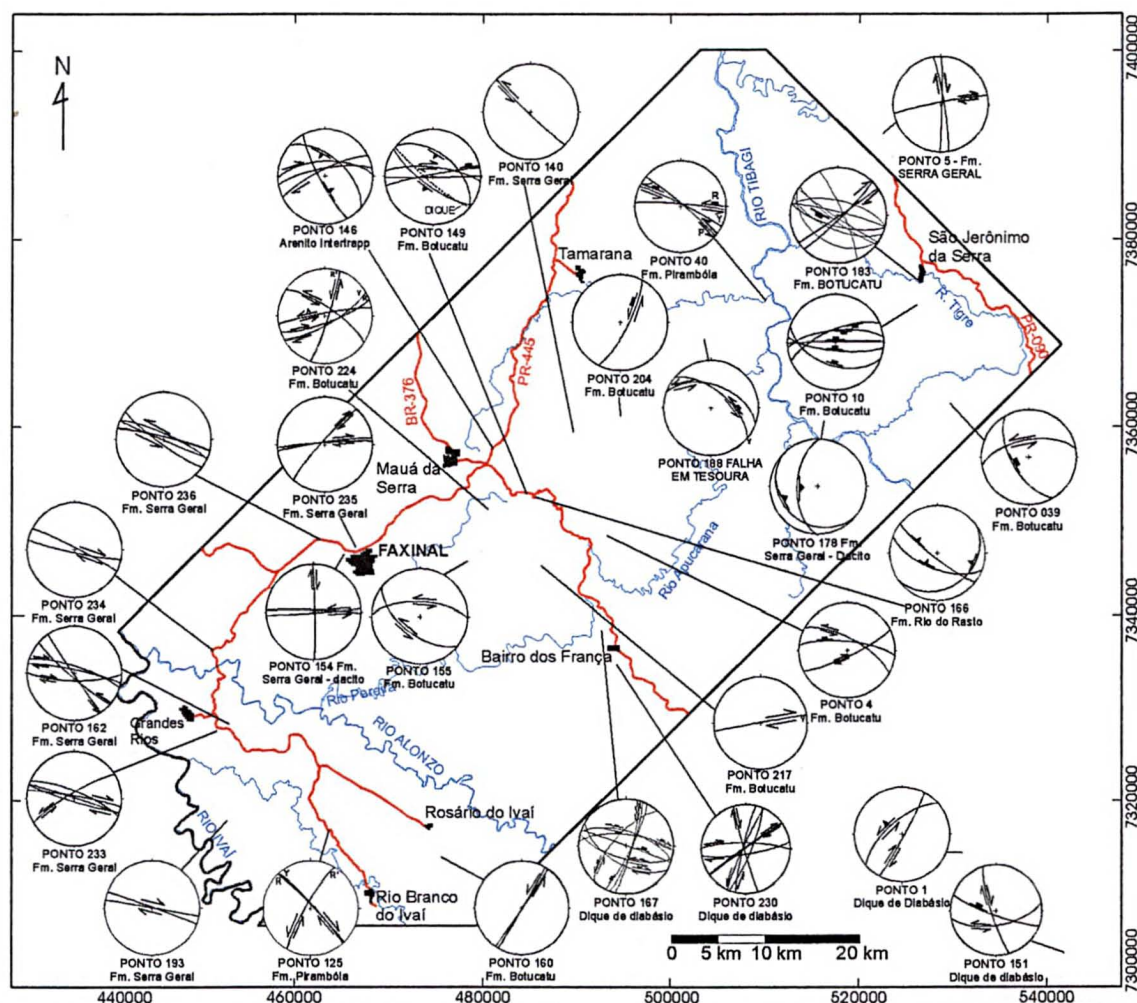


Figura 7.11: Diagramas de projeção ciclográfica com análise cinemática das falhas medidas em campo.

As falhas regionais são melhor observadas no mapa geológico, visto que no campo estas estruturas em geral constituem-se de vales onde os afloramentos são raros. Constituem estruturas com mais de 10 km de extensão e são constituídas por planos retilíneos a ondulados. Os fotolineamentos N40-55W concentram a maioria das falhas regionais, pois evidenciam rejeitos importantes na faixa aflorante das formações Pirambóia e Botucatu (Figura 5.6). Entretanto, é comum observar uma diminuição da magnitude do rejeito no sentido do interior da bacia; muitas vezes as falhas regionais separam arenitos das formações Pirambóia e Botucatu dos siltitos da Formação Rio do Rasto por extensões superiores a 10 km, e quando adentram nos afloramentos da Formação Serra Geral o rejeito diminui drasticamente até desaparecer, indicativo de falhas em tesoura (*scissor faults*) com cinemática rotacional. As falhas em tesoura, em sua maioria, situam-se nas bordas das ZFs, como por exemplo a falha da Figura 7.12, que situa-se na borda nordeste da ZF Tamarana.

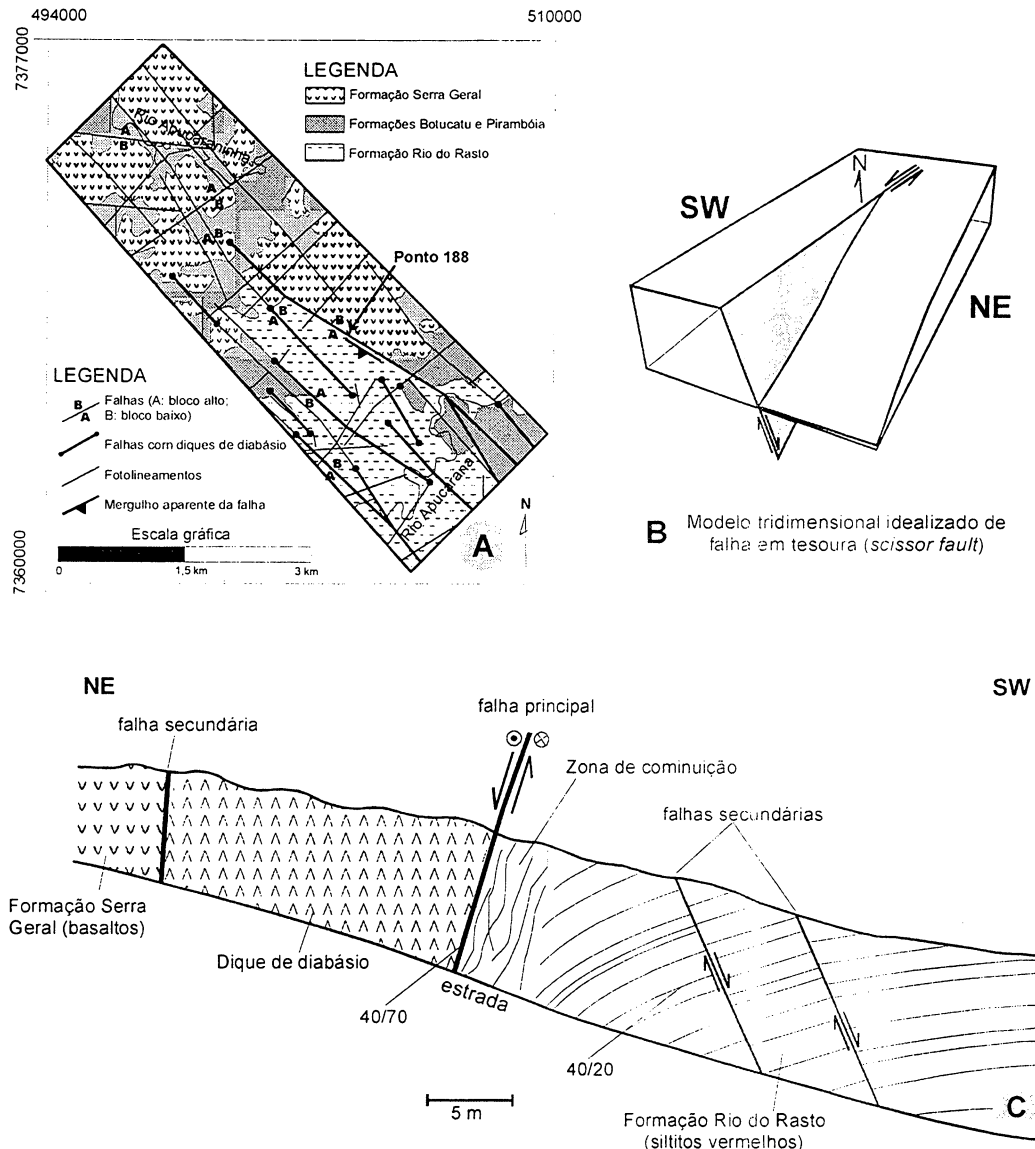


Figura 7.12: Falhas em tesoura: (a) aspecto das falhas em mapa; (b) desenho esquemático da geometria dessas falhas; (c) croqui de afloramento (ponto 188) do plano da falha, com rejeito vertical de no mínimo 100 m. Há estrias que indicam reativação sinistral na falha principal.

As falhas locais são típicas das rochas básicas e são melhor mensuráveis nestas por possuírem estrias, diferentemente das falhas nos arenitos e siltitos. Em todas as litologias mapeadas há uma ampla predominância de falhas locais transcorrentes e normais (Figura 7.11). Falhas inversas são raras, porém ocorrem na região do eixo do Arco de Ponta Grossa.

Nos arenitos as falhas apresentam fraturamentos escalonados como indicadores cinemáticos mais comuns (raramente sulcos ou estrias – Figura 7.13), que denotam uma deformação tipicamente rúptil (baixo confinamento), ou no caso dos níveis silicificados da Formação Botucatu, a deformação pode ter se processado sob

condições de maior soterramento (acima de 500 m), manifestando-se como bandas de deformação no restante da seção arenosa. Em alguns afloramentos da Fácies Eólica e dos arenitos *intertrapp*, ocorrem microfalhas sistemáticas e restritas a alguns níveis, o que pode ser indicativo de tectônica penecontemporânea (Figura 7.13b). As bandas de deformação, restritas aos arenitos, exibem indicadores cinemáticos típicos de deformação plástica (fluxo cataclástico), tais como sigmóides, flexuras e escalonamentos.

Os indicadores cinemáticos nas rochas ígneas comumente apresentam-se como estrias de atrito e raramente na forma de fraturas escalonadas (Figura 7.14). A geometria predominante é ondulada a planar, o que eventualmente leva a serem confundidas com disjunções colunares. Desta forma, a relação temporal entre as famílias de falhas nos afloramentos de rochas ígneas básicas é em geral dúbia.

As bandas de deformação apresentam orientação quase exclusivamente na moda N50W, e têm como elementos característicos a geometria anastomosada e a silicificação dos planos, sendo então ressaltadas nos afloramentos por intemperismo diferencial (Figura 7.15). As dimensões são variadas e provavelmente relacionam-se com a magnitude da falha associada. Em dois afloramentos, há zonas de falha com bandas de deformação com cerca de 5 m de largura (Campina dos Gomes e U.H. Apucarantina), e ambas situam-se em bordas de ZFs (Mauá da Serra e Apucarantina, respectivamente), indicando que tratam-se de falhas regionais. Nestas bandas mais desenvolvidas, podem ser identificadas as direções de fraturamento R, P e Y (Riedel) que compõem o padrão anastomosado destas falhas.

Em seção delgada as bandas de deformação têm características que podem ser relacionadas com a cinemática da falha e a magnitude da deformação. A lâmina do ponto 4 (Figura 7.16) apresenta grãos partidos, nas bordas das bandas, e grãos quebrados imersos em matriz de hidróxido de ferro nas zonas mais deformadas, com o acamamento eólico preservado nas partes menos deformadas. Já no ponto 40, a lâmina mostra apenas a zona mais deformada, onde se observa um intenso quebramento de grãos, os quais tornam-se facetados, e a presença de zonas de *gouge*, onde os grãos sofreram intensa redução granulométrica e, por vezes, confundem-se com a matriz silicosa.

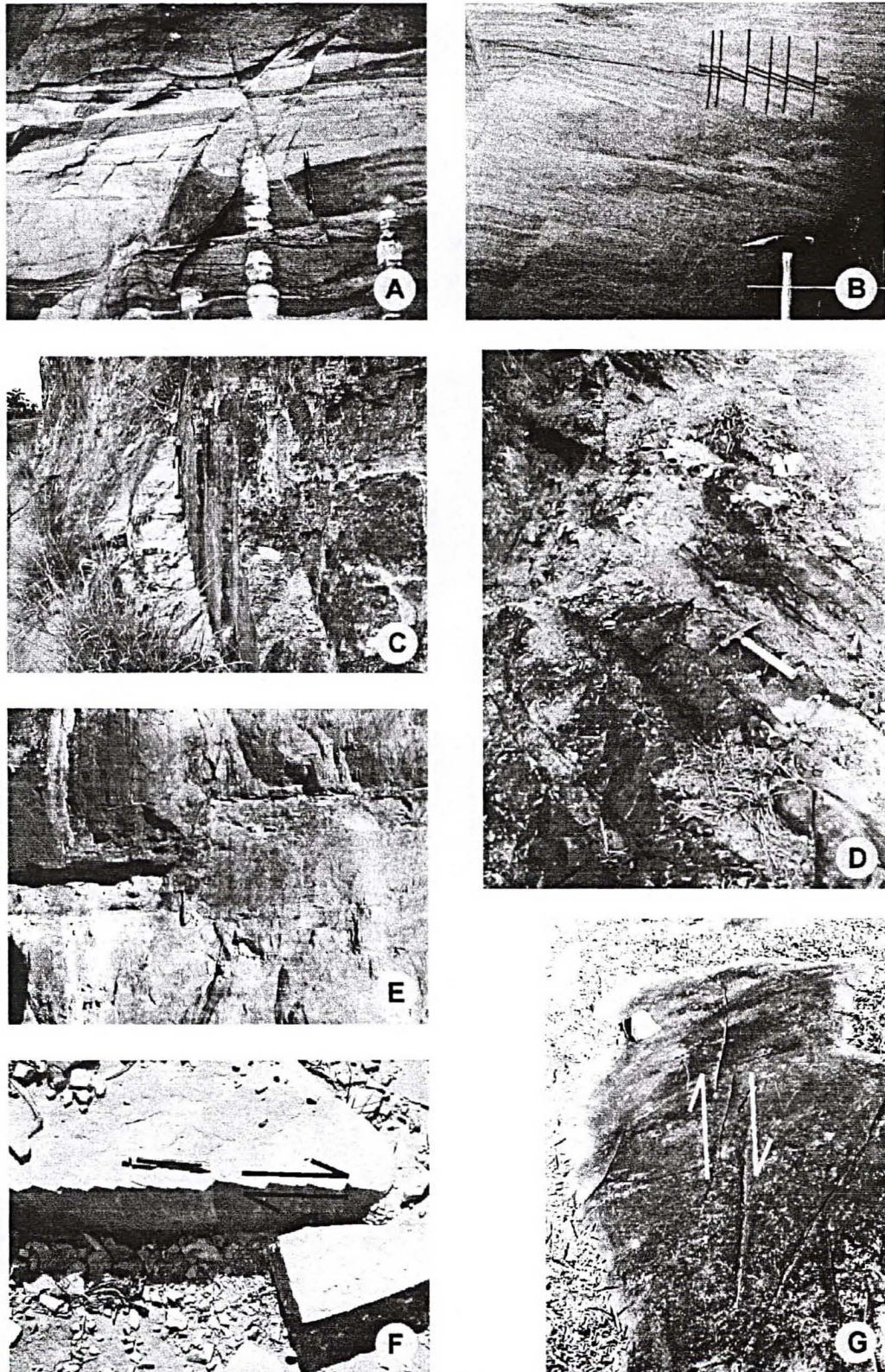


Figura 7.13: Exemplos de falhas descontínuas em afloramentos de arenitos das formações Pirambóia e Botucatu: (a) falhas normais (240/60) na fácies torrencial da Formação Botucatu, Serra do Gato (ponto 39); (b) microfalhas sin-deposicionais em arenito *intertrapp*, Serra do Cadeado (ponto 68); (c) fraturas escalonadas na Formação Pirambóia (ponto 125, estrada Grandes Rios – Rio Branco do Ivaí), indicando cinemática dextral (plano 48/84); (d) zona de cisalhamento em arenitos eólicos (Formação Botucatu), com direção média 150/85 (ponto 171); (e) falha normal (217/80) na fácies torrencial da Formação Botucatu, periferia de São Jerônimo da Serra (ponto 183); (f) e (g) fraturamentos escalonados (150/75, dextrais) em arenitos silicificados da Formação Botucatu (ponto 224, Serra do Cadeado)

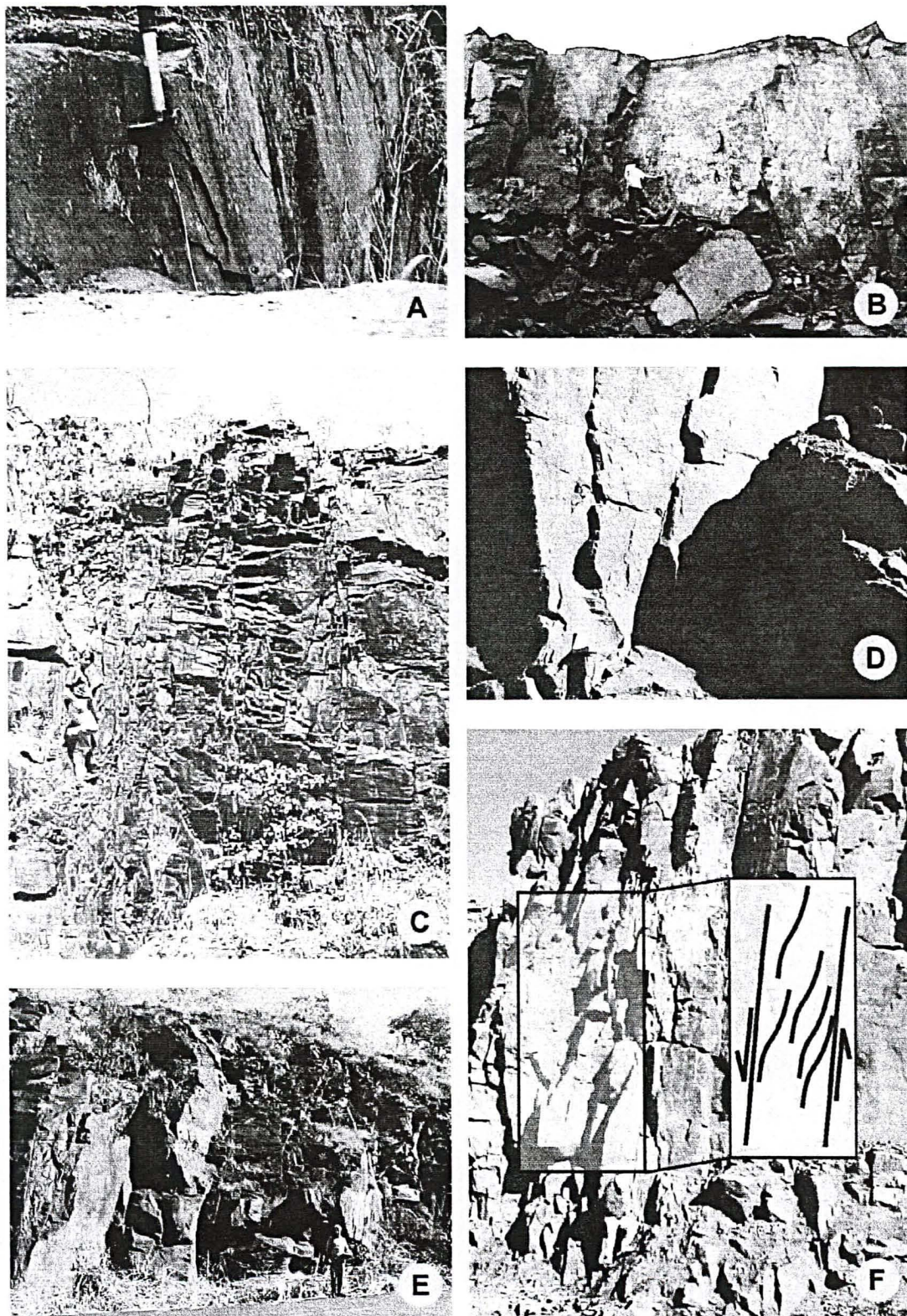


Figura 7.14: Exemplos de falhas em afloramentos nas rochas da Formação Serra Geral e nas intrusivas básicas: (a) fraturas escalonadas em falha normal sinistral (176/88) nos dacitos porfíricos da Formação Serra Geral (pedreira de Faxinal, ponto 154); (b) plano (112/85) preenchido por calcita euédrica (ponto 162); (c) zona de falha E-W normal, com sigmóides e drusas de calcita (dique de diabásio, cortes da ferrovia Ponta Grossa - Apucarana, ponto 167); (d) fraturas escalonadas (292/84) de falha sinistral em dique de diabásio (pedreira CESBE, ponto 230); (e) Fraturas onduladas (91/88) na Formação Serra Geral na rodovia PR-090 (Nova Santa Bárbara, ponto 5); (f) Zona de falha E-W na pedreira CESBE, com fraturas sigmoidais que indicam movimento normal (ponto 230).

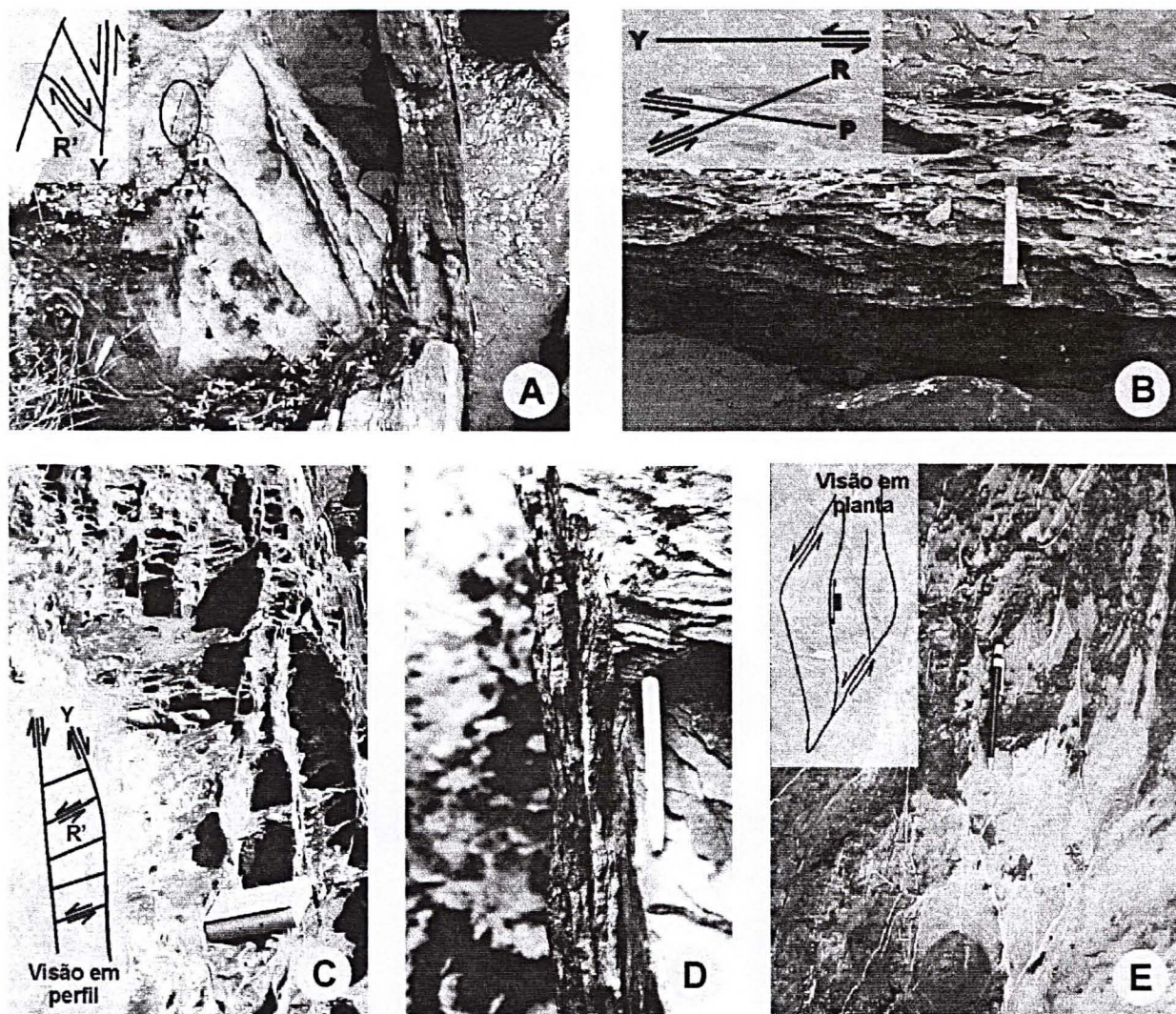


Figura 7.15: Exemplos de falhas contínuas com bandas de deformação nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu: (a,b,c) bandas de deformação em falha normal sinistral na Formação Pirambóia, junto à U.H. Apucarantina, Rio Apucarantina (ponto 40); (d) bandas de deformação sinistrais anastomosadas (35/88) em arenitos eólicos da Formação Botucatu, Morro das Antenas (ponto 4); (e) Bandas de deformação milimétricas em arenitos da Formação Botucatu (ponto 187), indicando feição tipo *pull-apart*, com falha normal a 190/89.

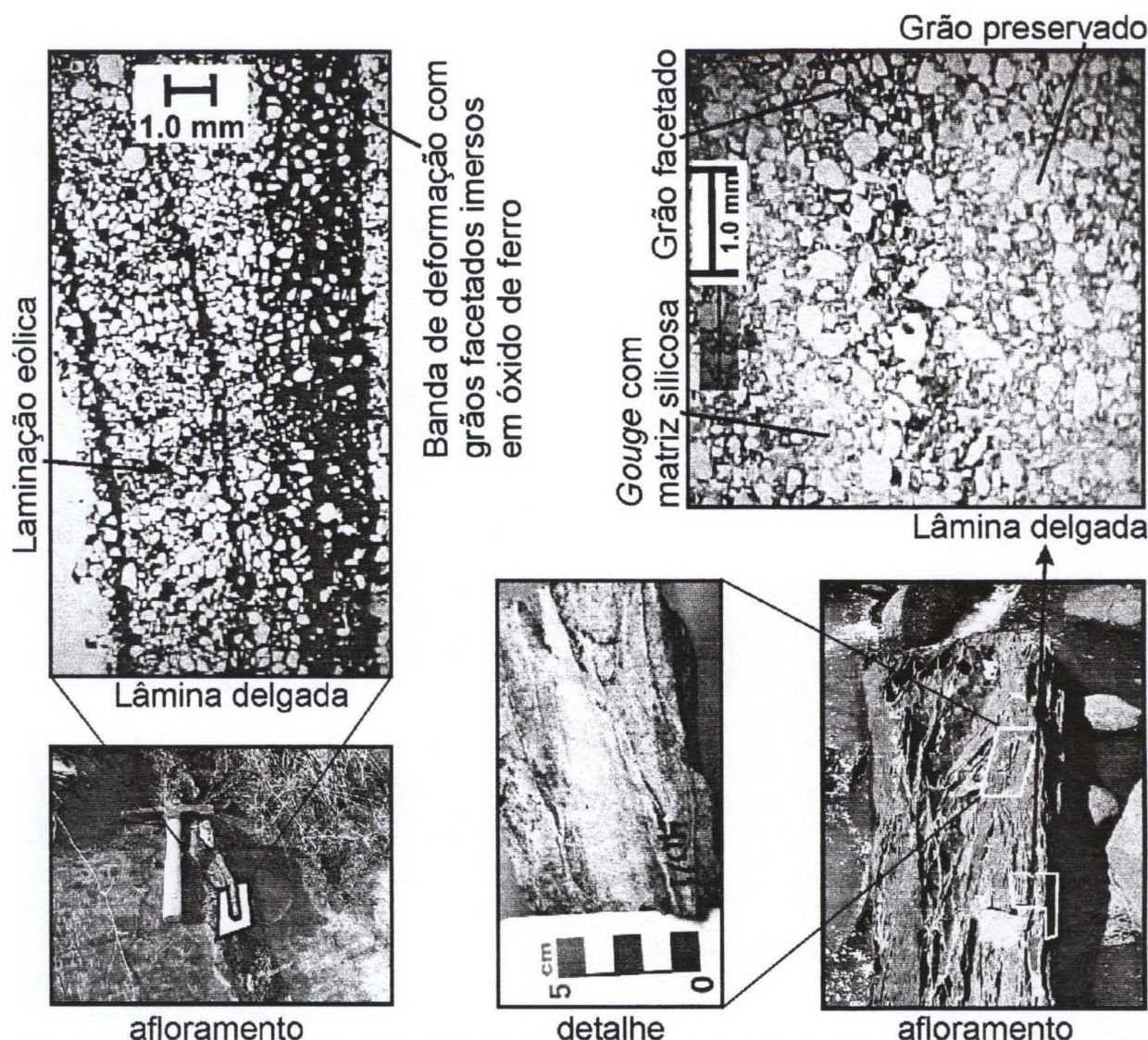


Figura 7.16: Fotomicrografias de bandas de deformação – esquerda: banda de deformação (direção 150/80) na Formação Botucatu (ponto 4) – direita: zona de *gouge* da banda de deformação da U.H. Apucarantina (Formação Pirambóia, ponto 40)

As bandas de deformação são geradas por processos de cisalhamento em arenitos porosos, onde a progressão da deformação é acomodada por colapso de porosidade, fraturamento em escala de grão, redução da granulometria por cominuição e fluxo cataclástico (Aydin 1978), cujos registros podem ser observados em escalas de afloramento (Figura 7.15b) e de lâmina (Figura 7.16). Durante a geração das bandas de deformação estas falhas permitiram intensa circulação de fluidos, os quais se precipitaram após o término do movimento, tornando a maioria das bandas endurecidas por concentração de sílica ou hidróxido de ferro.

Condições específicas de pressões de fluidos e litostática são responsáveis pela geração das bandas de deformação, fatores estes que não ocorrem na superfície ou próximo dela. O fator de plasticidade dos arenitos aumenta exponencialmente com

a pressão confinante (Donath 1970 *in* Billings 1972), o que explica a presença de falhas anastomosadas e sigmóides como indicadores cinemáticos na maioria das bandas de deformação, feições essas comuns em deformação contínua. A água de formação é outro fator que aumenta a plasticidade do material (*strain softening*). A conjunção destes fatores indica que as bandas foram geradas por uma tectônica que atuou no momento em que havia sobrecarga da pilha de basaltos da Formação Serra Geral sobreposta.

7.4.2. Estruturas lineares e de preenchimento

As estruturas lineares observadas em campo são estrias de atrito (com indicação do sentido de movimento) e sulcos, elementos estruturais abundantes nos diques de diabásio e basaltos da Formação Serra Geral. As estrias apresentam lineações com degraus (*steps*) geradas por cisalhamento, com crescimento de fibras concomitantes à deformação e *slickensides*. Nessas unidades as estrias em geral ocorrem como filmes de óxido de manganês ou carbonato fibroso nas paredes das fraturas (Figura 7.17); sulcos nas paredes das falhas são raros (Figura 17b). Assim, nota-se que durante a movimentação das falhas ocorreu a precipitação de minerais, que adquiriram formas fibrosas por força do deslocamento, porém indicando que houve um certo espaço disponível para a cristalização.

Em diversos pontos notou-se a presença de carbonato euédrico, inclusive em planos com estrias na rocha. Isso pode indicar tanto a ocorrência de um evento distensivo após o cisalhamento que gerou os sulcos, quanto a precipitação química por águas meteóricas, fenômeno este que não pôde ser temporalmente posicionado. As fraturas com carbonatos apresentam três direções principais, N50E, N20E e N70W, são semelhantes para os carbonatos fibroso e euédrico. Em falhas normais anastomosadas (Figuras 7.12c,f) é comum a presença de drusas de carbonato euédrico, com cristais centimétricos.

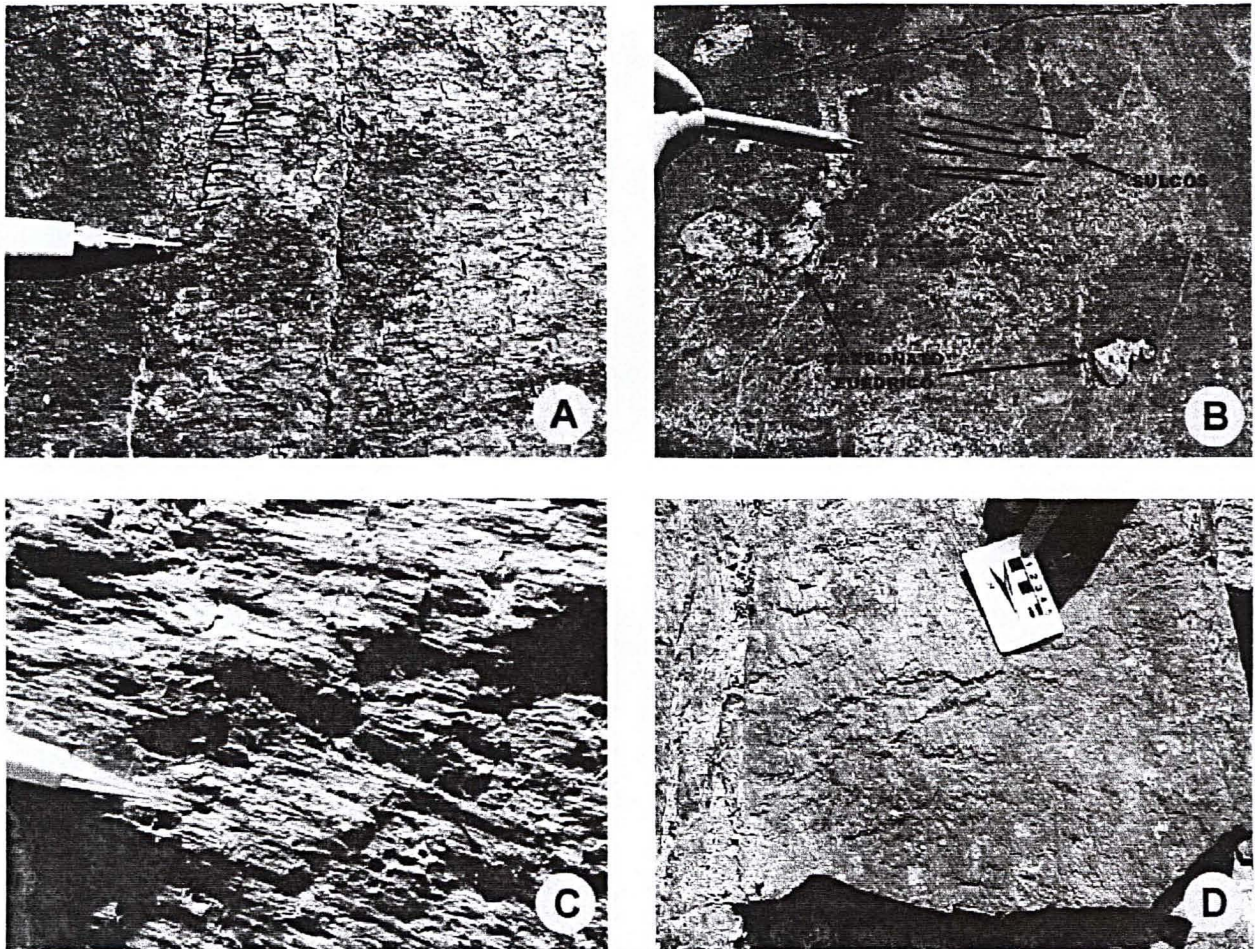


Figura 7.17: Exemplos de falhas com feições lineares indicativas de movimentação nas rochas básicas: (a) estrias de atrito em carbonato fibroso em falha dextral 349/86 (Formação Serra Geral, PR-090, ponto 5); (b) sulcos na rocha e carbonato euédrico posterior (ponto 5, plano 91/88); (c) estrias de atrito com forte cominuição de material em falha sinistral 170/63 (BR-376 – Imbaú, ponto 151); (d) falha normal oblíqua (plano 110/88) em dique de diabásio (corte da ferrovia, ponto 167).

7.5. Análise estrutural cinemática

A análise cinemática foi realizada com base nas informações de indicadores cinemáticos (estrias e fraturas escalonadas principalmente) em escala de afloramento, bem como em elementos fotogeológicos. A análise dinâmica revelou que as fraturas presentes na área de estudo decorrem do registro de dois eventos de deformação temporalmente distintos, ora denominados D1 e D2. Em função da quantidade e diversidade das falhas medidas, estas são descritas segundo o respectivo evento gerador.

7.5.1. Descontinuidades prévias

As descontinuidades prévias presentes na seção permiana funcionam como transmissores da deformação a elas aplicada, para as unidades sobrepostas. Diversos eventos tectônicos, como reativação e neoformação de falhas, influenciaram

a evolução da Bacia do Paraná desde a cratonização do embasamento no final do Ciclo Brasileiro, até o Eo-Triássico (Soares 1992). As principais estruturas são consequência da reativação na bacia de falhas e direções de fraqueza do embasamento, através da propagação de tensões a partir de eventos orogenéticos que se processavam nas bordas da placa. Os principais reflexos destes eventos ocorrem na forma de reativações ao longo das falhas NE (Soares *op cit.*, Rostirolla *et al.* 2000), e na ocorrência de ciclos de subsidência acelerada e erosão extensiva na bacia (Milani & Ramos 1998).

Na área de estudo, sucessivas movimentações da ZF NE Guaxupé (Figura 5.4) levaram à formação de um feixe de falhas anastomosadas com direção N60E, bem caracterizado no relevo das áreas de afloramento da Formação Rio do Rasto. Para a ZF NE Jacutinga, que é aproximadamente paralela à ZF Guaxupé, Rostirolla (*op cit.*) determinaram que no final do Permiano esta falha foi reativada com movimento sinistral, como consequência da colisão do Bloco Patagônico com o Gondwana. Em seguida, houve nova reativação, desta vez pós-cretácea com movimentação dextral e rejeitos menores do que a reativação permiana.

O Arco de Ponta Grossa é considerado por alguns autores como produto da reativação de uma direção NW de fraqueza do embasamento (e.g. Ferreira 1982a,b). Zalán *et al.* (1990) postularam que esta direção estaria posicionada paralelamente ao σ_1 do Evento Brasileiro, o qual foi responsável pela geração do Cinturão Ribeira, dentre outras estruturas. As isópacas da Formação Ponta Grossa (Devoniano) e do Grupo Itararé (Permo-carbonífero), apresentadas primeiramente por Northfleet *et al.* (1969), mostram a influência do Arco de Ponta Grossa na sedimentação da Bacia do Paraná (Ferreira *op cit.*). No entanto, a principal deformação registrada nas falhas NW refletem eventos mesozóicos e cenozóicos.

7.5.2. Falhas do evento D1

As falhas geradas no Evento D1 podem ser agrupadas em dois conjuntos, caracterizados pela diferença na magnitude e compacidade das estruturas, que revelam momentos distintos em termos de intensidade das paleotensões. O primeiro conjunto é composto de falhas extensionais a N40-55W, que são contemporâneas à colocação dos diques de diabásio; o segundo conjunto é formado após rotação dextrógira e redução do módulo do $SH_{\text{máx}}$ (ver discussão adiante). Foram assim

geradas falhas direcionais de caráter local, restritas a setores de alguns afloramentos, tanto dos arenitos do Grupo São Bento quanto dos diques de diabásio.

As grandes falhas/diques do Evento D1 denotam intensas movimentações gravitacionais, ora apresentando rejeitos superiores a 100 m e extensões acima de 50 km, dimensões estas compatíveis com falhas regionais observadas nas aerofotografias. Em um perfil NE-SW, as falhas N40-55W são sub-verticais e promovem importantes basculamentos de camadas, que em geral mergulham divergentemente a partir do eixo das ZFs (Figura 7.18).

Foram observadas duas feições de diques com geometria sigmoidal nas aerofotografias, cujos mergulhos das falhas no interior da estrutura e espessamento de diques sugerem uma feição do tipo *pull-apart*. A contemporaneidade entre a intrusão dos diabásios nas falhas e a movimentação dextral destes planos é sugerida pela geometria ondulada dos diques (Figura 7.18). Os principais diques do ramo ocidental da ZF Mauá da Serra da Figura 7.18 exibem ramificações para leste, as quais também indicam movimentação dextral. É importante salientar que os indicadores cinemáticos nos diques são restritos a algumas ZFs nos blocos Central e Nordeste, visto que a maioria dos diques apresentam geometria essencialmente planar, denotando por vezes apenas indicações de mergulho.

Após pulso principal do evento, a progressão da deformação acompanhada por rotação do campo de tensões gerou um conjunto de falhas conjugadas nos diques de diabásio, cujas direções e cinemáticas mais comuns são normais à N-S e um par conjugado com falhas dextrais a N20W e sinistrais à N50E. As componentes normais destas estruturas são pouco expressivas. Nas formações Pirambóia e Botucatu, as falhas deste evento são descontínuas e comumente acompanhadas de fraturas escalonadas (direções R e R'), exibindo pouca cominuição de material nos planos.

Nas rochas básicas, diferentemente daquelas relacionadas ao Evento D2, as falhas apresentam intenso cisalhamento nos planos de falha, gerando brechas coesivas e cristalização com hábito fibroso dos minerais presentes nos planos (comparar as Figuras 7.17a,c).

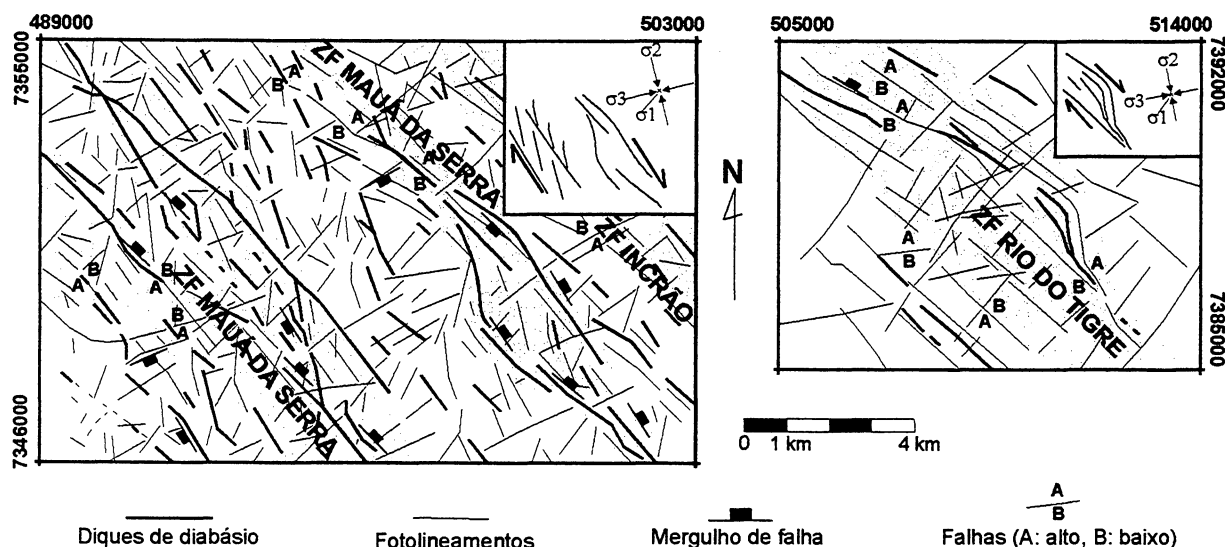
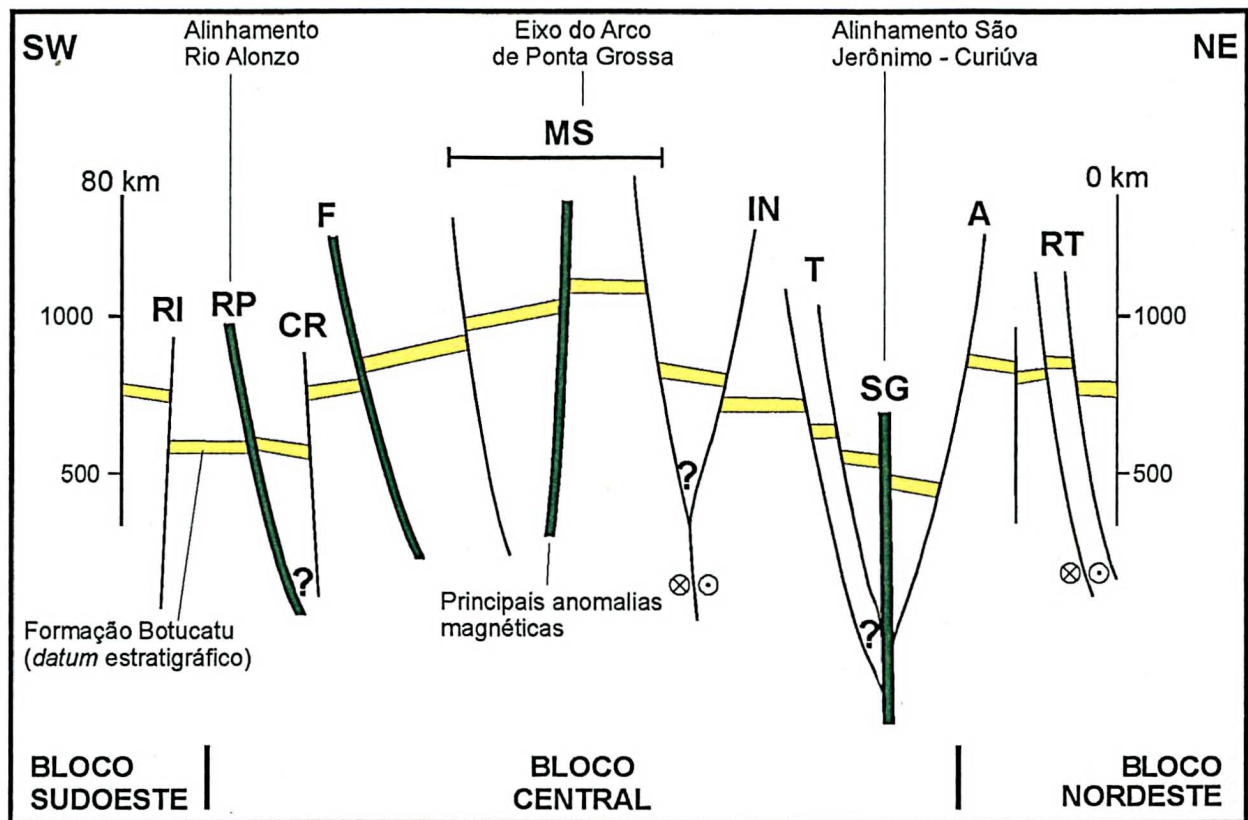


Figura 7.18: Exemplos de diques com geometrias sigmoidais e deslocamentos à direita que indicam movimentação dextral, de acordo com os campos de paleotensões locais do Evento D1. Notar que a geometria ondulada dos diques acompanha o traçado das falhas.

7.5.2.1. Estilo estrutural do Evento D1

A atuação de um campo de esforços predominantemente distensional segundo NE-SW, associada ao soerguimento térmico, implicou em um estilo estrutural composto principalmente de blocos basculados, limitados por grandes estruturas que correspondem às ZFs (Figura 7.19). O perfil geológico desta figura foi confeccionado utilizando-se as feições fotogeológicas indicativas de mergulho aparente das falhas. A presença de algumas falhas com movimento aparente inverso, entretanto, pode ser explicada pela atuação do *hot spot* Tristão da Cunha no Cretáceo (vide discussão no item 8.7), o qual promoveria um soerguimento maior no Bloco Central.

Para as maiores falhas N40-55W (ZFs), é esperado uma geometria de falhas em tulipa, feição esta associada a zonas de falhas transtensionais (Biddle & Christie-Blick 1985). Na porção leste do perfil da Figura 7.19 pode ser observada uma interessante relação entre uma estrutura em flor negativa, balizada pelas ZFs Tamarana e Apucarantina, e a ZF Serra Grande, situada no eixo da referida estrutura e cuja principal estrutura relacionada é um feixe de três diques de diorito, cada um com mais de 100 m de espessura. Este conjunto de diques, somados a outros diques de menor expressão, se mostram nos dados aeromagnetométricos como uma anomalia alinhada, que corresponde ao alinhamento magnético-estrutural São Jerônimo – Curiúva (Ferreira 1982a,b). As outras anomalias magnéticas proeminentes na Figura 7.10, relacionadas às ZFs Rio Pereira, Faxinal e Mauá da Serra, também acham-se representadas na Figura 7.19.



ZONAS DE FALHA N40-55W

RI: Rosário do Ivaí
RP: Rio Pereira
CR: Cruzmaltina
F: Faxinal

MS: Mauá da Serra
IN: Incrão
T: Tamarana
SG: Serra Grande

A: Apucarantina
RT: Rio do Tigre

Figura 7.19: Perfil geológico NE-SW esquemático mostrando os principais estilos estruturais e suas relações com as principais estruturas tectônicas do Arco de Ponta Grossa, identificadas em mapa.

As ZFs podem ser identificadas também em perfil geológico, tal como em mapa, como demonstrado na Figura 7.20, que representa a porção leste da área de estudo. Esse perfil representa as estruturas com maior detalhe, se a preocupação de interpretar seus prolongamentos em subsuperfície, contudo demonstrando a intensa compartimentação tectônica a qual está submetida às rochas reservatório do SAG.

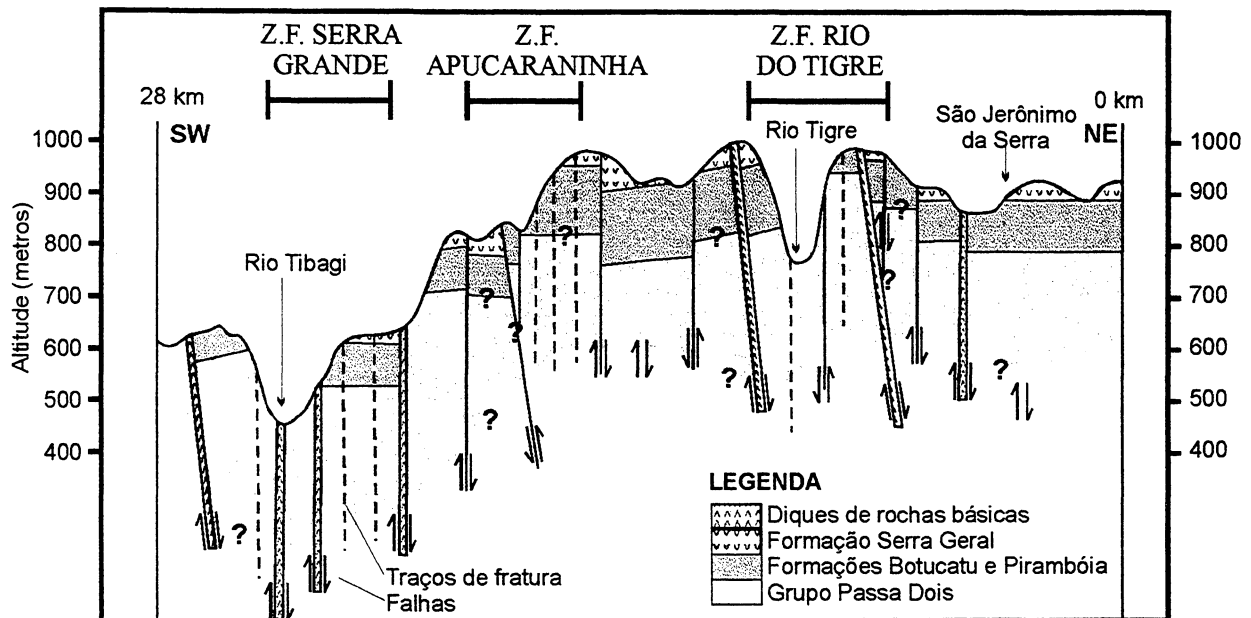


Figura 7.20: Perfil geológico NE-SW da porção leste da área de estudo, mostrando a forte compartimentação estrutural impressa pelas falhas NW (Strugale *et al.* 2002b).

Cada uma das ZFs, em termos morfoestruturais na escala de detalhe, mostra seu eixo soerguido, promovendo mergulhos divergentes das camadas sedimentares. Em mapa, esta feição faz-se presente como zonas recuadas, alinhadas segundo NW-SE, aonde aflora a Formação Rio do Rasto.

Como exemplo, são mostrados os diversos elementos estruturais e morfoestruturais da ZF Rio do Tigre, situado próximo a São Jerônimo da Serra (Figuras 7.7), onde notou-se a presença de um alto estrutural alinhado de importante expressão no relevo, o qual foi denominado *horst* Rio do Tigre. Esta estrutura tem geometria assimétrica (Figura 7.21), com a borda NE mais soerguida com um proeminente dique de diorito (Figuras 7.22 e 7.23), sendo balizada por falhas normais que mergulham predominantemente para NE.

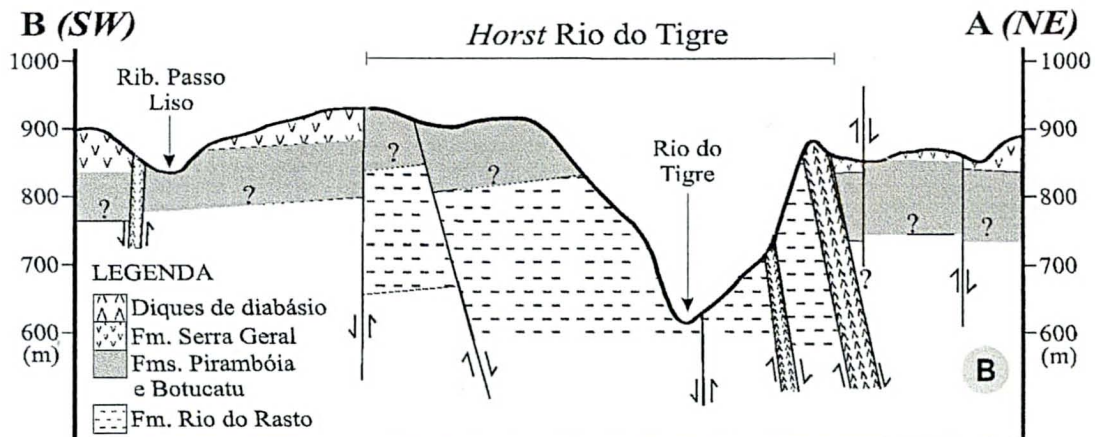
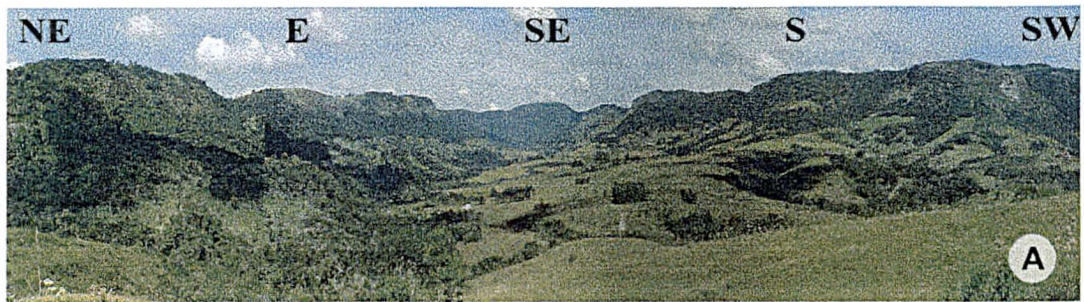


Figura 7.21: Principais elementos morfoestruturais e estruturais do *horst* Rio do Tigre: (a) fotomosaico onde observa-se a geometria alinhada, balizada por grande falhas normais; (b) perfil geológico NE-SW, mostrando as falhas e os basculamentos por elas provocados nas camadas sedimentares.



Figura 7.22: Dique de diorito que sustenta a borda nordeste do *horst* Rio do Tigre (visão para NE)



Figura 7.23: Outro aspecto do dique de diorito da figura anterior (visão para sul), onde observa-se um dique de diabásio próximo do fundo do vale (setas brancas)

7.5.3. Falhas do Evento D2 (K_{sup} – Terc.)

Este evento gerou a maior quantidade de falhas medidas em campo, pois são abundantes nas rochas básicas e assim costumam apresentar estrias e *steps*, enquanto nos arenitos apresentam-se como bandas de deformação. Em relação às rochas ígneas básicas, as falhas mostram caráter diferencial em função da disposição

do corpo intrusivo, visto que predominam falhas normais e normais oblíquas nos diques, enquanto nos derrames da Formação Serra Geral prevalecem falhas transcorrentes.

Em função da variação do esforço horizontal máximo ($SH_{\text{máx}}$), entre as direções NE-SW e E-W, que corresponde ao σ_1 nos derrames e ao σ_2 nos diques (vide discussão no próximo item), não há um conjunto de estruturas contemporâneas que possa ser caracterizado como típico deste evento (Figura 7.24). Assim, as falhas nas rochas ígneas apresentam direções diversas que são compatíveis com a amplitude desta variação do campo de esforços. Outro fator que pode estar relacionado à grande variedade de falhas nestas rochas é a herança de descontinuidades relacionadas às disjunções colunares e estruturas de fluxo.

A manifestação do evento D2 nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, ao contrário dos basaltos, está registrada na forma de pares conjugados, com falhas dextrais à N40-60E e sinistrais entre N40-80W, na maioria representada por bandas de deformação, que representam planos de deformação contínua. As falhas sinistrais são significativamente mais desenvolvidas e encerram maiores deslocamentos.

No afloramento da U.H. Apucarânia (Figuras 7.15a,b,c), foram medidas em falha normal sinistral as direções conjugadas de Riedel, que para a componente transcorrente são “Y” à N66W/85NE, “R” à N85E/80NW e “P” à N55W/85NE (FIGURA 15-A e B). Para a componente normal desta falha observa-se apenas o par conjugado R e R’ (Figura 7.15c), que posiciona-se respectivamente à N66W/85NE (equivalente à direção “Y” transcorrente) e N65W/35SW, o que mostra uma deformação menos intensa para esta componente da falha.

O caráter posterior deste evento é exemplificado pelo afloramento da Figura 7.12, onde as paredes do dique apresentam-se deformadas por cisalhamento, especialmente aquela NE, enquanto seu interior é indeformado. A parede SW, a qual encerra a falha principal, exibe deformação mais intensa na Formação Rio do Rasto (muro da falha), denotando forte cominuição, formação de feições sigmóides (indicativas de movimento normal), estrias de atrito horizontais (sinistrais) e destruição das estruturas sedimentares por uma faixa de cerca de 5 m de largura. Além disso, a Formação Rio do Rasto não apresenta metamorfismo de contato atribuído à intrusão do dique. Ocorrem ainda falhas normais antitéticas no bloco alto e dobras de arrasto

nas camadas pelíticas, cuja disposição é compatível com movimento normal da falha principal.

Falhas medidas na Formação Marília (Membro Echaporã) do Grupo Bauru (Fernandes *et al.* 2002) apresentam direções NNE-SSW (dextrais), ESE-WNW (sinistrais), ENE-WSW (normais sinistrais) e E-W (falhas normais). As direções dos esforços obtidos para o conjunto de falhas supracitado apresentam modas de σ_1 à E-W, σ_2 subvertical e σ_3 orientado segundo N-S, que são compatíveis com a média dos campos de tensões do evento D2. Este evento, na Formação Marília, mostra um caráter transtensional que também é observado na fase D2 na área de estudo. Nesta mesma unidade, Riccomini (1995a) determinou dois eventos tectônicos: o primeiro com σ_1 médio à E-W e o segundo com σ_1 médio a N-S.

7.6. Análise estrutural dinâmica

A análise dinâmica das falhas com indicadores cinemáticos lineares (estrias de atrito ou cristas de fraturas escalonadas), foi baseada na construção de diagramas de isolinhas das paleotensões máxima, média e mínima (Figura 7.24) para todas as falhas, o que permitiu identificar os quadrantes de concentração das tensões. A determinação das paleotensões na rede de Schmidt foi baseada no modelo Andersoniano, modificado a partir do critério de Mohr-Columb, onde a primeira descontinuidade é gerada a 30° do σ_1 , sem considerar a presença de descontinuidades prévias. A mesma figura apresenta as falhas descritas em campo, correlacionadas ao respectivo evento tectônico que as gerou. Desta forma, observou-se que o Evento D1 é caracterizado por uma deformação progressiva, enquanto o Evento D2 é reflexo de uma migração do $SH_{m\acute{a}x}$, em torno da direção E-W, e uma partição da deformação nos arenitos sotopostos das formações Pirambóia e Botucatu.

A hierarquia das estruturas e a dispersão do $SH_{m\acute{a}x}$ indicam que o Evento D1 tem como característica principal o registro de uma deformação progressiva, conseqüente de uma rotação dextrógira de aproximadamente 50° do campo de esforços (de N40W à N10E) acompanhada por redução na intensidade do $SH_{m\acute{a}x}$. Uma das evidências da rotação e perda da intensidade do $SH_{m\acute{a}x}$ do Evento D1, é o fato deste facilitar a intrusão dos diques e em seguida gerar falhas rúpteis descontínuas nos mesmos.

O primeiro registro do Evento D1 relaciona-se principalmente às falhas extensionais de caráter sistemático e regional, que controlaram a colocação dos diques de diabásio à N40-55W, o que posiciona o σ_1 a N40-45W ($\sigma_{1(a)}$ da Figura 7.24). Os diques apresentam indicadores locais de movimentação dextral durante a intrusão (Figura 7.18), o que pode ser reflexo do início da rotação dos esforços, pois são decorrentes de esforços máximo e mínimo, respectivamente, à N15-20W e N70-75E.

Este segundo momento do Evento D1 ($\sigma_{1(b)}$ da Figura 7.24) afeta principalmente os arenitos do Grupo São Bento, gerando falhas essencialmente rúpteis, sob condições de confinamento e após a silicificação promovida pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral. As falhas rúpteis do Evento D1 nos diques de diabásio indicam que a atividade deste evento se prolongou por um intervalo de tempo que, no mínimo, permitiu a total solidificação e resfriamento dos diques. Entretanto, como o $SH_{m\acute{a}x}$ que deu origem a este conjunto de falhas posiciona-se segundo N-S nos arenitos e a N10-15E nas rochas básicas, sugere-se a continuação da rotação do $SH_{m\acute{a}x}$ (transição do $\sigma_{1(b)}$ para $\sigma_{1(c)}$ da Figura 7.24), acompanhada da permutação entre σ_1 e σ_2 , o qual passa a ser vertical.

A variação nas direções do $SH_{m\acute{a}x}$ para arenitos e rochas básicas pode indicar tanto uma partição da deformação, por razões de diferenças reológicas e de grau de soterramento, quanto a própria continuidade da rotação das tensões. A diferença angular absoluta entre as tensões $\sigma_{1(a)}$ e $\sigma_{1(c)}$ é de 50° . O Evento D1, nos arenitos, imprimiu uma deformação essencialmente rúptil, em níveis crustais superiores e após a silicificação promovida pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

As estruturas precoces do Evento D1 (diques) podem ser correlacionadas aos processos tectônicos que deram origem à compartimentação induzida pelas falhas N40-55W (Figuras 7.19 e 7.20) e à segmentação morfotectônica do Arco de Ponta Grossa no Cretáceo (blocos morfotectônicos da Figura 7.5). Um importante condicionante da evolução do arco no Cretáceo foi o soerguimento termal e estrutural de SE para NW, induzido pelo *hot spot* Tristão da Cunha, o qual propiciou uma distensão segundo NE-SW e o encaixe dos diques. Este evento distensivo é relatado por diversos autores que estudaram os processos relacionados a abertura do Oceano Atlântico Sul (e.g.: Conceição *et al.* 1988; Chang *et al.* 1991, 1992). Por fim, foi gerada uma feição morfotectônica onde o Bloco Central foi mais soerguido que os blocos contíguos (Nordeste e Sudoeste), ficando limitado por falhas regionais em tesoura,

dextrais na borda nordeste e, conseqüentemente, sinistrais no segmento sudoeste. A movimentação sinistral não foi observada nos diques do trato sudoeste da área de estudo, o que pode ser indicativo de uma cinemática menos intensa em relação à cinemática dextral presente nos diques das porções central e nordeste da área.

Segundo Conceição *et al.* (1988), a mais importante atividade do Arco de Ponta Grossa na Bacia do Paraná ocorreu entre o Neo-Permiano e o Cretáceo, sendo atestada pelas isópacas do Permiano Superior e do Triássico + Jurássico. As primeiras tendem a atravessar a atual região do arco enquanto as segundas contornam o limite preservado. As isópacas das lavas basálticas Juro-Cretáceas novamente são seccionadas pelas bordas do arco.

A presença da pluma mantélica Tristão da Cunha sob a porção central do proto-Oceano Atlântico Sul implicou a geração de um domo térmico, que deixou as rochas do embasamento mais suscetíveis a processos de estiramento, em detrimento da deformação frágil. Isso teve como resultado uma abertura oceânica diferencial, onde a sul da Cadeia de Walvis – São Paulo iniciou-se a 127 Ma e a norte desta apenas a 113 Ma (Chang & Kowsmann 1991). As implicações regionais decorrentes são a formação do Platô de São Paulo na costa brasileira, que corresponde a uma grande porção de crosta continental estirada e bastante intrudida por material magmático de natureza básica (Chang *et al.* 1992) e a grande quantidade de sedimentos transicionais evaporíticos a norte do platô. O Arco de Ponta Grossa foi gerado a partir de descontinuidades alinhadas segundo NW-SE no embasamento (Ferreira 1982a,b; Zalán *et al.*, 1990), as quais teriam absorvido parte do estiramento crustal não completamente compensado na região oceânica (Platô de São Paulo). A cinemática atribuída à descontinuidade é puramente distensiva e transtensiva dextral.

A cinemática transtensiva dextral, observada em diques da área de estudo (Figura 7.18), explica melhor a diferença entre as idades de abertura oceânica a norte e a sul da Cadeia Walvis – São Paulo. Este fato aproveitaria a Zona de Falha Curitiba – Maringá para compensar uma abertura oceânica mais rápida a sul da cadeia, o que implicou uma movimentação dextral nesta descontinuidade situada no interior do bloco rígido representado pela Placa Sul-Americana.

As estruturas presentes no Maciço Alcalino de Cananéia (idade K-Ar média de 82Ma), no sul do Estado de São Paulo e no prolongamento para sudeste do alinhamento estrutural-magnético de Guapiara foram analisadas sob a ótica da análise estrutural, por Riccomini (1995b). Este autor determinou que os esforços que

controlaram a estruturação do Arco de Ponta Grossa perduraram até o Neo-Cretáceo, com permutação entre o σ_1 e o σ_2 , resultando no primeiro registro estrutural desse maciço. A geometria elipsoidal do *stock* indica um σ_1 vertical no momento da intrusão. Um segundo evento foi relacionado a um binário orientado segundo E-W, com extensão NW-SE e compressão a NE-SW, tensões compatíveis com a implantação e deformação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

As falhas relacionadas ao Evento D2 apresentam componente distensional nas unidades onde esta deformação é melhor caracterizada (diques de diabásio e derrames da Formação Serra Geral), em razão da presença extensiva de carbonato de cálcio (localizadamente piritas euédricas) nos planos de fraturas e componentes normais na maioria das falhas com indicadores cinemáticos lineares. Algumas falhas nos arenitos apresentam componente normal nas falhas transcorrentes, como a falha da U.H. Apucarantina (FIGURA 7.15c).

O Evento D2 também apresenta uma migração do $SH_{\text{máx}}$, onde o máximo, quando somadas às tensões obtidas para os diques e derrames, situa-se aproximadamente a N75W. Esta variação é caracterizada por máximos secundários dos contornos estruturais orientados entre as direções N75E a E-W e N40W a E-W. A variação temporal entre as falhas envolvidas nesta variação no campo de tensões não pôde ser determinada. À esta variação poder-se-ia atribuir dois eventos distintos, mas a disposição dos dados das Figuras 7.11 e 7.24 e as relações das falhas em campo não permitiram tal interpretação, além da uniformidade das isolinhas de frequência no intervalo correspondente.

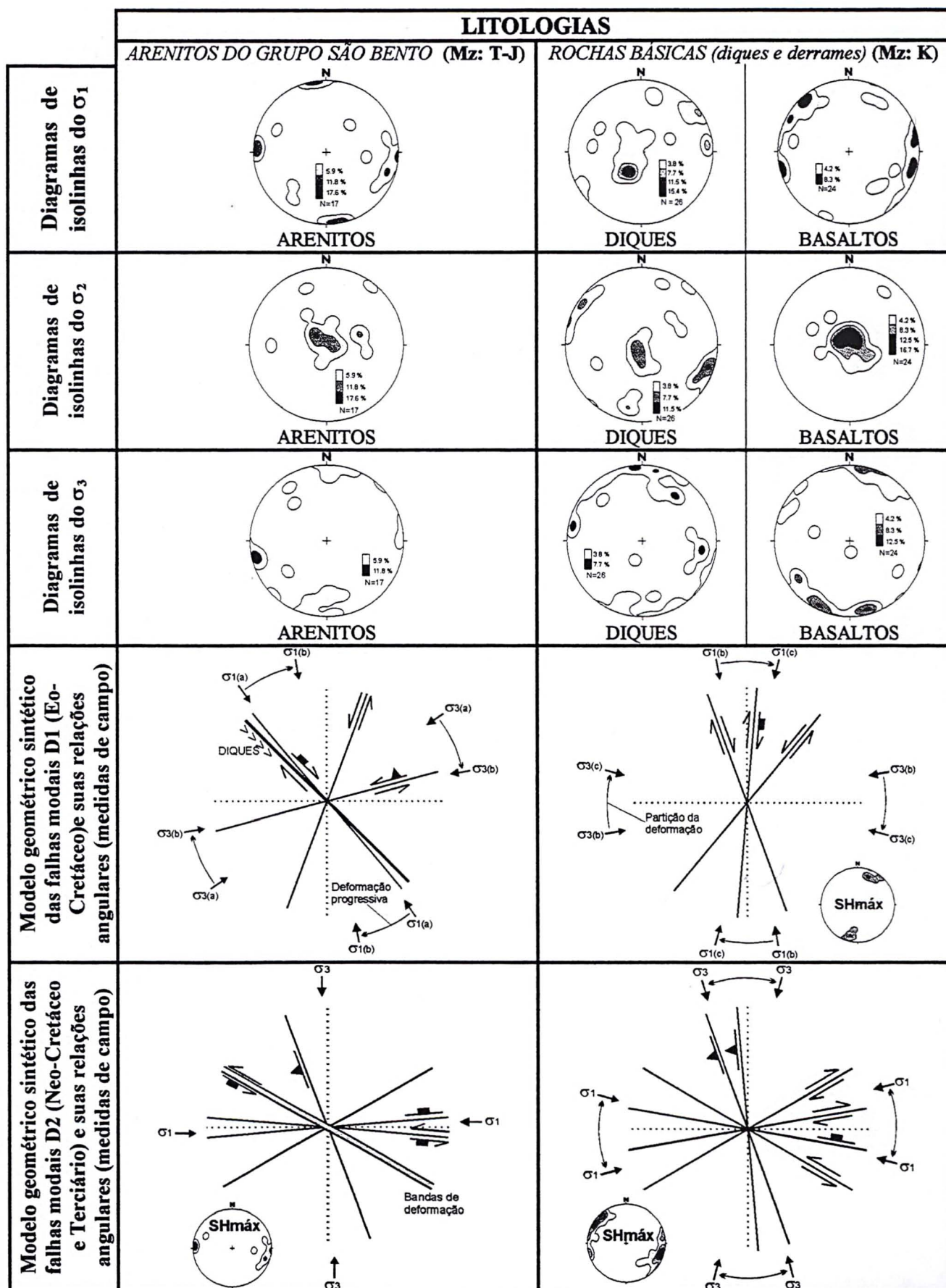


Figura 7.24: Tabela-resumo das paleotensões e das falhas formadas e/ou reativadas durante cada evento (diagramas de isolinhas: Rede de Schimidt, hemisfério inferior)

A variação do $SH_{\text{máx}}$ entre os diques e os derrames, a qual corresponde respectivamente às tensões σ_2 e σ_1 , pode ser explicada pelo contraste no grau de confinamento destas unidades no momento da deformação. As falhas nos diques foram medidas em porções onde estes encaixam-se em rochas paleozóicas (grupos Passa Dois e Guatá), que apresentavam-se mais confinadas em relação aos derrames no momento da aplicação dos esforços. Isto implica numa maior pressão litostática, que somada à tensão vertical σ_2 , resulta um vetor que passa a se comportar como σ_1 , agora verticalizado.

Estruturas de reativação de falhas geradas no Evento D1 pelo Evento D2 são observadas na Figura 7.12c, onde há indicadores rúpteis (estrias de atrito com *steps* e fraturas escalonadas), que indicam movimento normal-sinistral para o plano principal desta falha, bem como a cominuição das bordas do dique de diabásio. Este corpo e a faixa de cominuição com feições sigmoidais indicativas de movimento gravitacional, presentes no muro da falha principal (bloco SW - Formação Rio do Rasto), são interpretadas como pertencentes à estruturação do Evento D1.

7.7 Discussão

O Arco de Ponta Grossa promoveu intensa segmentação da faixa de afloramentos das formações Pirambóia e Botucatu, tanto através de grandes falhas que imprimiram movimentações relativas importantes, quanto nas altitudes aflorantes destas unidades no mapa de contornos estruturais e, conseqüentemente, na compartimentação do relevo. A área correspondente ao eixo da estrutura situa-se geograficamente na Serra do Cadeado, a qual encerra as maiores altitudes de todo o centro-norte do Estado do Paraná (até 1320 m). As altitudes decrescem tanto para sudoeste quanto para nordeste, neste último caso com um gradiente menor.

A partir dos fotolineamentos de direção N40-55W, foram identificadas e denominadas zonas de falha (e.g.: ZF Tamarana, ZF Mauá da Serra, ZF Rio Pereira), que são caracterizadas por uma densidade maior de diques de diabásio e fotolineamentos. As ZFs são acompanhadas por altos estruturais e topográficos, limitadas por falhas rotacionais em tesoura (*scissor faults*) distensionais. A região mais deformada pelas falhas relacionadas à intrusão dos diques de diabásio está balizada pelas zonas de falha NW Rio Pereira e Tamarana, que coincidem respectivamente com os alinhamentos estruturais-magnéticos do Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva.

As ZFs apresentam características peculiares em relação a geometria e espaçamento, de acordo com suas posições em relação ao eixo do Arco de Ponta Grossa. As ZFs próximas ao eixo (Faxinal, Mauá da Serra e Incrão) apresentam feixes mais estreitos e com geometria anastomosada, enquanto as demais ZFs tendem a apresentar geometria planar (e.g.: ZFs Tamarana, Rio do Tigre e Rio Pereira), as quais são bem refletidas nos mapas magnéticos.

As ZFs Rio Pereira e Tamarana segmentam a área de estudo em três compartimentos morfotectônicos, que possuem características particulares em relação à variação das cotas altimétricas do relevo e dos contornos estruturais da Formação Botucatu (Figuras 7.5 e 7.6). Foram denominados de blocos Nordeste, Central e Sudoeste (Strugale *et al.* 2002b), onde o Bloco Central apresenta as cotas mais elevadas (região da Serra do Cadeado), que por sua vez decrescem radialmente em direção ao depocentro da bacia e às ZFs que o limitam. Este bloco apresenta-se mais deformado pelas estruturas N40-55W, exibindo uma densidade de fotolineamentos desta direção sensivelmente maior do que nos blocos adjacentes. As ZFs nos blocos Nordeste e Sudoeste são mais tênues em comparação às ZFs do Bloco Central, especialmente no Bloco Sudoeste.

Nos blocos Nordeste e Sudoeste as cotas altimétricas e os contornos estruturais do topo da Formação Botucatu diminuem segundo NW, sendo que o Bloco Nordeste apresenta cotas de até 1200 m, enquanto no Bloco Sudoeste as cotas atingem no máximo 900 m no extremo sul da área de estudo.

A disposição dos contornos estruturais da Formação Botucatu apresenta forte compartimentação pelas ZFs relacionadas ao Arco de Ponta Grossa. A geometria da compartimentação, a qual é representada pelos blocos morfotectônicos, mostra a atuação de uma anomalia térmica provavelmente induzida pelo *hot spot* Tristão da Cunha, que posicionava-se no prolongamento do arco na direção do proto-oceano Atlântico-Sul (Figura 7.25) no Eo-Cretáceo (O'Connor & Duncan 1990; Turner *et al.* 1996).

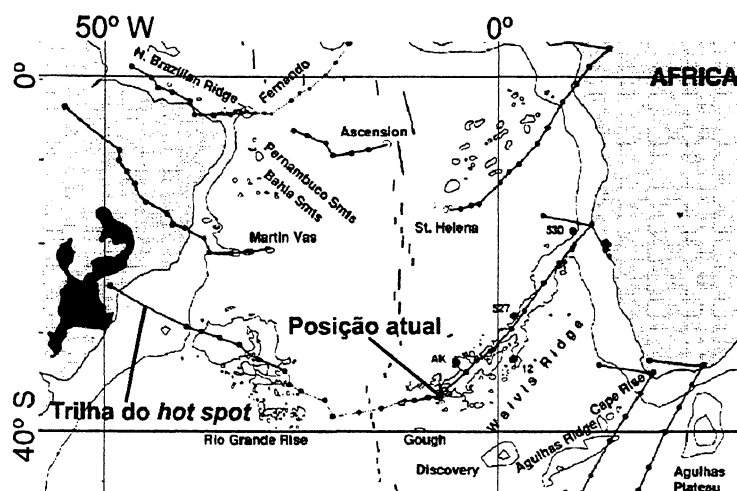


Figura 7.25: Migração do *hot spot* Tristão da Cunha nos últimos 130 Ma (fonte: O'Connor & Duncan 1990)

Em razão da anomalia térmica induzida pela pluma mantélica, a abertura do Oceano Atlântico à sul da Cadeia Walvis – São Paulo deu-se no Hauteriviano Médio (127 Ma), enquanto que à norte da cadeia ocorreu apenas a 113 Ma, início do Albiano (Chang & Kowsmann 1991). Para Conceição *et al.* (1988), os dois pulsos principais de soerguimento do Arco de Ponta Grossa foram datados do Juro-Triássico e do Juro-Cretáceo. Entretanto, a menor espessura aflorante da Formação Pirambóia, Eo-Triássica, na região central da área estudada e a espessura constante da Formação Botucatu, sugerem que a principal atividade do Arco de Ponta Grossa deu-se no intervalo Neo-Triássico a Eo-Jurássico.

A conformação atual dos blocos morfotectônicos, entretanto, é produto de um longo processo erosivo, em que as unidades pelíticas permianas (Grupo Passa Dois) são mais facilmente erodidas do que os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu. Assim, ocorre uma inversão dos altos e baixos estruturais locais, como mostrado na Figura 7.26 e no mapa geológico (Figura 5.4), onde o mergulho da falha em tesoura no afloramento é para NE (Figura 7.12), enquanto na aerofotografia observa-se um mergulho aparente para SW. Entretanto, a compartimentação mostrada pela superfície dos contornos estruturais da Formação Botucatu (Figura 7.5) sofreu poucas alterações desde o Eo-Cretáceo, principal época de estruturação do Arco de Ponta Grossa.

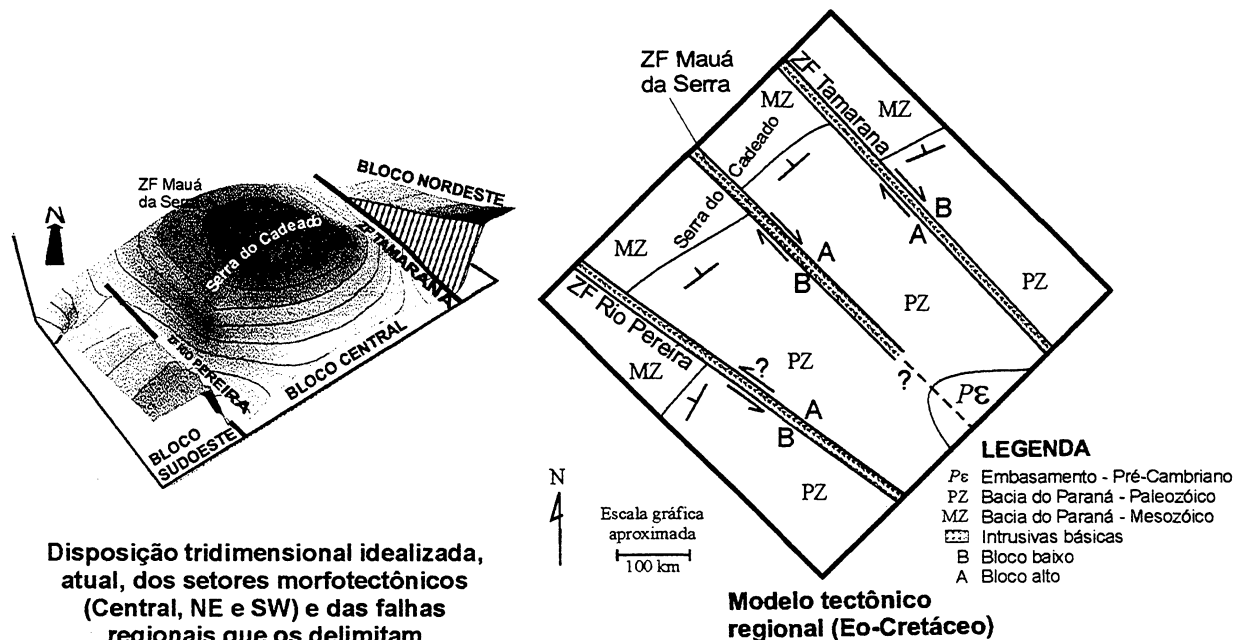


Figura 7.26: Aspectos da disposição espacial dos elementos que compõem o Arco de Ponta Grossa, e a proposta deste trabalho (a direita) para a compartimentação estrutural do arco durante o Eo-Cretáceo com as principais estruturas e feições morfotectônicas relacionadas observadas na área de estudo.

Em função dos dados acima, é certo que a compartimentação morfotectônica da área de estudo, com uma porção central mais soerguida e deslocado para noroeste em relação aos blocos adjacentes, através de falhas em tesoura (Figuras 7.12 e 7.26), é consequência da presença de uma anomalia térmica a sudeste. A grande quantidade de diques, especialmente concentrados no Bloco Central, justifica a geração de espaço associada à anomalia térmica. Ferreira *et al.* (1989), com base em modelagens magnéticas e gravimétricas de segmento do Alinhamento Guapiara (Ferreira *et al.* 1981), estimaram um afinamento crustal de 14%, decorrente da mencionada anomalia térmica, ascensão máxima do manto de 5 km e extensão horizontal mínima de 18%, uma vez que o fraturamento rúptil foi precedido por uma extensão dúctil não estimada. Para a porção central do arco, encerrada pelos alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo - Curiúva, Portela Filho (2002) e Portela Filho & Ferreira (2002) calcularam uma extensão crustal mínima de 13%, baseados na modelagem de anomalias magnéticas induzidas por diques a partir dos dados magnéticos residuais (Figura 7.9). A presença de zonas de fraqueza do embasamento (Ferreira 1982a,b; Zalán *et al.* 1990) favoreceu a maior concentração de diques da região entre os alinhamentos estruturais-magnéticos do Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva. Estes parâmetros são condizentes com o resultado da análise estrutural do Evento D1 (neste trabalho) e a interpretação da

tectônica mesozóica-cenozóica do Arco de Ponta Grossa relatada por Riccomini (1995).

A partir dos dados estruturais de campo e de fotointerpretação, foi possível distinguir dois eventos tectônicos que afetaram a seção mesozóica da área de estudo, denominados eventos D1 e D2. Observou-se que cada um dos eventos afetou as referidas unidades em graus diferentes de soterramento. O Evento D1 relaciona-se a falhamentos rúpteis, com a formação de fraturas escalonadas, algumas estrias e juntas plumosas, produtos de deformação em níveis superiores da crosta, onde a rocha já apresentava certo grau de diagênese e silicificação por metamorfismo termal induzido pelo vulcanismo da Formação Serra Geral. O Evento D2 atuou nos arenitos durante um período de sobrecarga induzida pela Formação Serra Geral (acima de 500 m), no intervalo Neo-Cretáceo a Terciário. Tal condição levou à formação de bandas de deformação com feições sigmóides, formadas apenas sob condições de pressão litostática e de fluídos compatíveis com maiores profundidades, quando comparados com o Evento D1 (Eo-Cretáceo).

O Evento D1 apresenta o mais proeminente registro estrutural em escala regional, pois controlou a intrusão do enxame de diques relacionado ao Arco de Ponta Grossa. A este evento vincula-se também um conjunto de falhamentos rúpteis, que diferentemente das falhas D2, são pouco sistemáticos nos afloramentos de arenitos e diques de diabásio e, entretanto, apresentam planos de falha com intensa cominuição e brechamento de material. Tal informação tem outra implicação, que é a continuidade da atuação das paleotensões D1 após a solidificação dos diques.

Em vista do exposto, as estruturas do Evento D1 são produtos de uma deformação progressiva, relacionada a uma rotação dextrógira entre 20° e 30° do $SH_{máx}$, o que ensejou estabelecer uma hierarquia temporal e de escala das estruturas. Inicialmente, os esforços D1 foram de caráter basicamente distensional e controlaram a intrusão dos diques de diabásio em escala regional, os quais localmente exibem feições indicativas da atuação de uma componente dextral. O registro seguinte ocorre comumente nos arenitos, na forma de um par conjugado de falhas transcorrentes (sintéticas dextrais à N40W e antitéticas à N30E), falhas estas que são descontínuas e, juntamente com outras falhas correlatas, são compatíveis com um σ_1 à N10W. Nos basaltos e em diques de diabásio encaixados em rochas permianas ocorrem falhamentos transcorrentes (dextrais à N15-20W e sinistrais à N30-40E), também descontínuos mas com forte cominuição nos planos.

Em termos absolutos, a rotação dextrógira apresentada pelo $SH_{m\acute{a}x}$ do Evento D1 atinge valores estimados na ordem de até 50° , com base nas falhas descritas nas rochas do Grupo São Bento atribuídas a este evento. Em relação a esta rotação, a hipótese mais provável consiste na geração de falhas a partir de campos de tensões locais, cinematicamente induzidos, a partir da qual a movimentação de blocos gerou estruturas de segunda ordem (partição da deformação). Um dos motores desta variação pode ser relacionado a atenuação do campo de esforços D1, inicialmente bastante intensos, o qual não permitiram a atuação de campos de esforços secundários eventualmente presentes.

O Evento D2 encerrou os registros estruturais mais sistemáticos nos afloramentos da área de estudo, e através de correlação com dados estruturais da Formação Marília, denota uma posição temporal cenozóica. Tem como característica principal a variação no posicionamento das paleotensões em relação à disposição espacial dos corpos de rochas ígneas (derrames e diques) e ao grau de confinamento no momento da deformação. As idades e/ou estágios de variação do campo de tensões do Evento D2, ao contrário do Evento D1, não mostram uma deformação progressiva, mas que pode ser definida como uma movimentação contínua do $SH_{m\acute{a}x}$ entre as direções N75E-EW e N40W-EW. Muitos autores versam a respeito de campos de tensões com o σ_1 orientado segundo E-W durante o Cenozóico, como no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e no Maciço Alcalino de Cananéia, de idades Terciária e Senoniana, respectivamente (Riccomini 1989, 1995a,b). Dados sismológicos (Assumpção 1992) e de *breakouts* de poços de petróleo (Lima & Nascimento 1994 *apud* Riccomini, 1995a) corroboram também uma compressão E-W durante o Quaternário.

Os diques apresentavam-se mais confinados no momento da deformação D2, pois foram analisados em afloramentos onde foram intrudidos em rochas permianas. De uma forma geral o Evento D2 é de natureza transtensiva, sendo caracterizado por: (1) falhas direcionais e normais nos derrames da Formação Serra Geral e na Formação Marília, onde o $SH_{m\acute{a}x}$ corresponde ao σ_1 ; e (2) falhas predominantemente normais oblíquas nos diques de diabásio, onde o $SH_{m\acute{a}x}$ corresponde ao σ_2 . Outra peculiaridade do Evento D2 é a migração do $SH_{m\acute{a}x}$, entre as direções N75E-90 e N40W-90 (Figura 7.24), cuja idade relativa não é bem conhecida.

O Evento D2, nos arenitos, manifesta-se como um par conjugado de bandas de deformação contínuas, onde a direção sintética (sinistral) mais desenvolvida é N45-60W e a antitética é N60E, dextral. Para estas estruturas, as direções do vetor σ_1 são consistentes e orientam-se em média à N85W. A deformação do Evento D2 reativou as principais falhas com diques do Evento D1 (Figura 7.12) e, talvez em função disto, as direções de σ_1 nos arenitos apresentem pouca dispersão em relação às estruturas correlatas nas rochas básicas.

A ocorrência de bandas de deformação nas falhas do Evento D2 nos arenitos é uma consequência da maior pressão litostática e de fluídos, em decorrência do soterramento promovido pela pilha de basaltos da Formação Serra Geral. A taxa de circulação de fluídos decorrente da alta permeabilidade, aliada à sobrecarga, facilita a deformação (*strain softening*) da rocha material, que por vezes mostra feições anastomosadas e sigmoidais decorrentes de fluxo cataclástico (Figura 7.15b). A direção predominante das bandas de deformação é em torno de N50W.

8. IMPLICAÇÕES DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL NA HIDRODINÂMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) ou aquífero gigante do Mercosul (Araújo *et al.* 1995) engloba as rochas arenosas das formações Pirambóia e Botucatu, depositadas em ambiente flúvio-eólico e eólico respectivamente. A Formação Botucatu é sotoposta pelas rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral, que em conjunto com as unidades arenosas compõem a seção Mesozóica da Bacia do Paraná. O SAG ocorre em 840.800 km² da porção centro-sul do território brasileiro, estendendo-se ainda para os países do Mercosul, onde 225.500 km² estão na Argentina, 71.700 km², no Paraguai e 58.500 km² no Uruguai. A água subterrânea ocorre sob condições de confinamento em 70% da área destas bacias (Rebouças 1999). As variações no grau geotérmico nas diferentes partes da bacia promovem a ocorrência de águas termais, com temperaturas de até 68 °C (Rosa Filho *et al.* 2001). Os coeficientes de porosidade (K) e transmissividade (T) da Formação Botucatu no Estado de São Paulo, onde há uma maior densidade de poços, são respectivamente 2 a 4×10^{-4} cm/s e de até $1,27 \times 10^2$ cm²/s (Tahal Geopesquisadora Brasileira 1972 *apud* Fraga, 1992).

A maior parte das águas do SAG no Estado do Paraná, em poços próximos da faixa de afloramentos, possuem características físico-químicas das águas dos basaltos da Formação Serra Geral (Rosa Filho *et al.* 1998). Este fato indica que os basaltos permitem a passagem de água através de fraturamentos, desde a superfície até o SAG.

A recarga do SAG pelas águas pluviais se dá nos flancos altimetricamente mais elevados da Bacia do Paraná no território brasileiro, especialmente em seus flancos leste, sudeste e noroeste, enquanto a principal área de descarga situa-se na região que acompanha a calha dos cursos inferiores dos principais rios da Bacia do Prata (Gilboa *et al.* 1976; Araújo *et al.* 1995). A área estudada neste trabalho insere-se nessa área de recarga do SAG, cujos arenitos-reservatórios afloram em cotas de até 1250 m, as quais diminuem gradativamente no sentido da calha central da bacia (Figura 1.2).

Historicamente, as camadas arenosas das formações Pirambóia e Botucatu têm sido tratadas como muito pouco deformadas tectonicamente, implicando num aquífero granular praticamente homogêneo. Neste contexto, o padrão de circulação

do SAG obedece gradientes de fluxo controlados pelos gradientes de mergulho da Formação Botucatu em direção ao interior da bacia, descarregando suas águas em território argentino, onde os arenitos atingem sua cota mais baixa, sob o nível do mar.

O Arco de Ponta Grossa, importante estrutura de caráter regional, promove uma intensa segmentação e basculamento estrutural da faixa de afloramentos das formações Pirambóia e Botucatu por uma série de falhas e zonas de falhas de grande porte, que apresentam rejeitos que podem ultrapassar 100 m. Estas falhas, em conjunto com as estruturas NE, apresentam diques e bandas de deformação, que compartimentam estruturalmente os arenitos na forma de blocos aproximadamente romboedrais. Esta segmentação tectônica influi na hidrodinâmica, quantidade e qualidade das águas do SAG.

A retirada de água do SAG no centro-norte do Estado do Paraná ocorre ainda em pequena escala frente ao seu potencial para o abastecimento público. A maioria dos poços situa-se próximo à faixa aflorante, onde o SAG ocorre em condições livres, tais como nas cidades de Grandes Rios, Faxinal, Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra. Rumo às porções mais interiores da bacia, como na região de Londrina, a exploração de água através de poços tubulares profundos experimenta crescimento apenas nos últimos 2 anos. Isto decorre do quimismo das águas do poço pioneiro nesta região, que apresentou teor de flúor da ordem de 12 mg/L, o que inibiu novos investimentos até o final da década de 90. Considerando que os padrões de potabilidade vigentes toleram concentrações de fluoreto entre cerca de 0,9 até 1,7 mg/L, dependendo da temperatura média do ambiente, a água do referido poço não é potável, mesmo para o padrão americano, que tolera concentração de até 4 mg/L de fluoreto.

Entretanto, os poços tubulares profundos perfurados nos últimos dois anos na região de Londrina (2 em Ibiporã e 1 em Londrina), além do poço das Termas de Londrina, apresentaram concentrações iguais ou inferiores a 1 mg/L de fluoreto e vazões superiores aos 300 m³/h. Em julho de 2002, um poço tubular profundo perfurado pela Sanepar nas proximidades de Londrina, produziu 800 m³/h de água, jorrante, com menos de 1 mg/l de fluoreto e temperatura da ordem de 40°C. A distância entre o poço pioneiro, com excesso de fluoreto, e os poços mais recentes não é superior a 20 km. O fato que mais chamou a atenção nos referidos poços foi a variação nas profundidades da rocha aquífera, apresentando oscilações na ordem de centenas de metros em poços relativamente contíguos.

O presente trabalho teve enfoque na descrição das estruturas tectônicas na faixa aflorante das formações Pirambóia e Botucatu, em especial aquelas correlatas aos movimentos tectônicos e magmatismo do Arco de Ponta Grossa no Mesozóico. Os mapas magnéticos do Paraná indicam um claro prolongamento das estruturas magnéticas (diques) relacionadas ao arco sob os basaltos da Formação Serra Geral, por extensões superiores a uma dezena de quilômetros (Ferreira & Portela Filho 2001; Portela Filho 2002). Em vista do exposto, a estruturação observada na faixa aflorante pode ser analogamente estendida para a faixa de prolongamento do Arco de Ponta Grossa para NW, sob uma das regiões mais densamente povoadas do Estado do Paraná com cidades do porte de Londrina, Maringá e Apucarana.

A análise estrutural das fraturas presentes nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu são relevantes para a exploração do SAG, visto que permitem postular como as fraturas comportam-se frente à percolação e circulação de água. Nas formações Pirambóia e Botucatu foram identificados dois conjuntos de estruturas tectônicas que provavelmente comportam-se como barreiras na circulação de água subterrânea: falhas com diques de diabásio e falhas com bandas de deformação.

Os aspectos relativos à influência das falhas em arenitos na circulação de fluídos, especialmente àquelas que ocorrem como bandas de deformação, são aplicados principalmente à prospecção de hidrocarbonetos. Como as bandas caracterizam-se por planos de falhas silicificados e normalmente impermeáveis, o estudo no tocante à gênese e disposição destas estruturas muito auxiliou, tanto na localização quanto num melhor dimensionamento dos reservatórios (Aydin 1978; Antonellini & Aydin 1995; Hesthammer *et al.* 2000; Ogilvie & Glover 2000).

Outra aplicação desta pesquisa é a de identificar as prováveis áreas de recarga na faixa aflorante das formações Pirambóia e Botucatu situadas na área estudada. A exploração sustentada do SAG só terá início quando suas áreas de recarga aflorantes, que são pequenas em comparação às dimensões sub-aflorantes do aquífero, estiverem devidamente resguardadas através de unidades de conservação.

Com o intuito de contribuir no estudo da hidrodinâmica do SAG, o presente capítulo traz uma caracterização geral do arcabouço estrutural das formações Pirambóia e Botucatu, bem como relaciona a tipologia das falhas observadas com as propriedades das mesmas em relação ao fluxo de fluídos, isto é, se apresentam na forma de barreiras ou de condutos. Após a caracterização das falhas, é relacionada a compartimentação morfoestrutural e as estruturas de escala de centenas de

quilômetros (*i.e.* alinhamentos estruturais-magnéticos) às curvas potenciométricas na escala da Bacia do Paraná. Por fim, a integração de todas estas informações permite versar sobre os controles estruturais da zona de recarga e da hidrodinâmica do SAG restrita à área do presente estudo, interpretação esta que é analogamente estendida para a região onde os arenitos são sub-aflorantes, contígua ao prolongamento do Arco de Ponta Grossa.

8.1. Arcabouço estrutural

Os trabalhos relacionados à fotointerpretação evidenciaram que a área de estudo apresenta-se compartimentada por quatro direções estruturais, das quais duas merecem destaque em razão da densidade e persistência das estruturas. As direções principais dos fotolineamentos promovem uma compartimentação de geometria romboedral, com dimensões da ordem de quilômetros a uma dezena de quilômetros, balizada pelas zonas de falhas (ZFs N40-55W) e falhas NE (N40-60E) (Figura 8.1). Esta segmentação é a mais conspícua da Bacia do Paraná e pode ser identificada em mapas regionais desta entidade geotectônica (Zalán *et al.* 1990; Soares 1992). As direções secundárias de estruturas regionais são compostas pelos fotolineamentos E-W e N-S.

As fraturas são predominantemente subverticais, tanto nos afloramentos quanto por indicadores fotogeológicos. As falhas principais, que normalmente bordejam as ZFs, apresentam mergulhos na direção dos eixos das respectivas ZF.

As estruturas tectônicas descritas na área de estudo são resultados de dois episódios de deformação rúptil (D1 e D2). A primeira é mais proeminente regionalmente, relacionada aos processos que levaram à formação do Arco de Ponta Grossa no Mesozóico, cuja feição geológica mais expressiva é constituída pelo enxame de diques com direção N40-55W. Após esta intensa movimentação tectônica, o referido conjunto de estruturas sofreu reativação decorrente do Evento D2.

As falhas e zonas de falhas NW são as estruturas tectônicas mais proeminentes da área de estudo, sendo caracterizadas por alinhamentos com extensões superiores a 100 km, e feixes de alinhamentos com esta mesma magnitude e larguras entre 3 e 8 km. As falhas deste conjunto comumente apresentam rejeitos verticais superiores a 100 m e estão preenchidas por diques de diabásio, os quais apresentam espessuras que podem ultrapassar os 100 m. Os alinhamentos estruturais-magnéticos São Jerônimo – Curiúva e do Rio Alonzo, que delimitam a

charneira do Arco de Ponta Grossa, possuem extensões superiores a 600 km (Ferreira, 1982a,b). Os diques de diabásio ocorrem preferencialmente nas rochas pelíticas do Grupo Passa Dois, mas são observados feixes de diques cortando basaltos da Formação Serra Geral, tal como entre Faxinal e Borrazópolis (Figura 8.2), no prolongamentos das ZFs Cruzmaltina, Rio Pereira e Rosário do Ivaí.

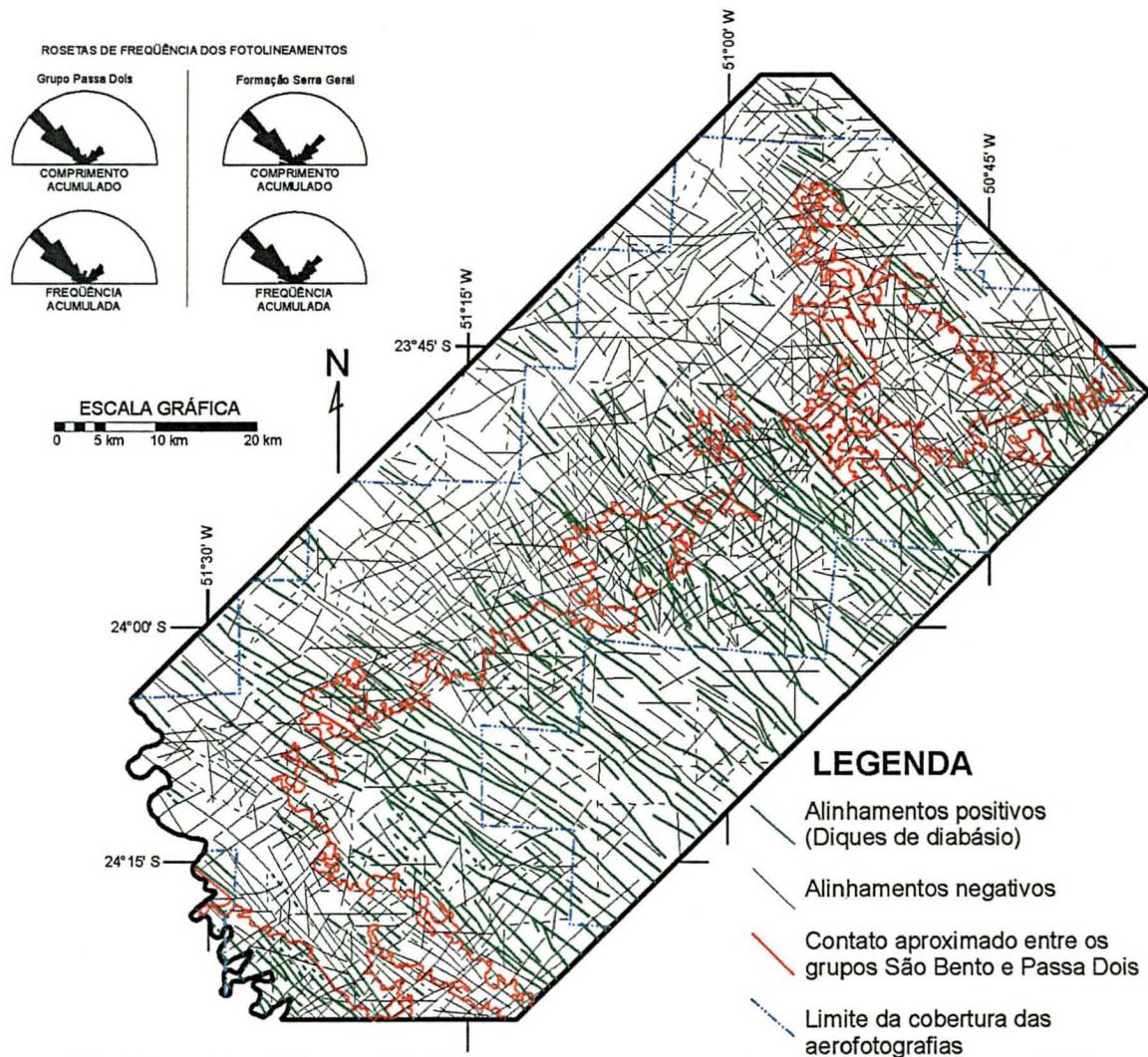


Figura 8.1: Mapa das falhas e fotolineamentos, com as rosetas das fraturas nas unidades mais importantes e o contato simplificado do Grupo São Bento com o Grupo Passa Dois (setor a sudeste do contato)

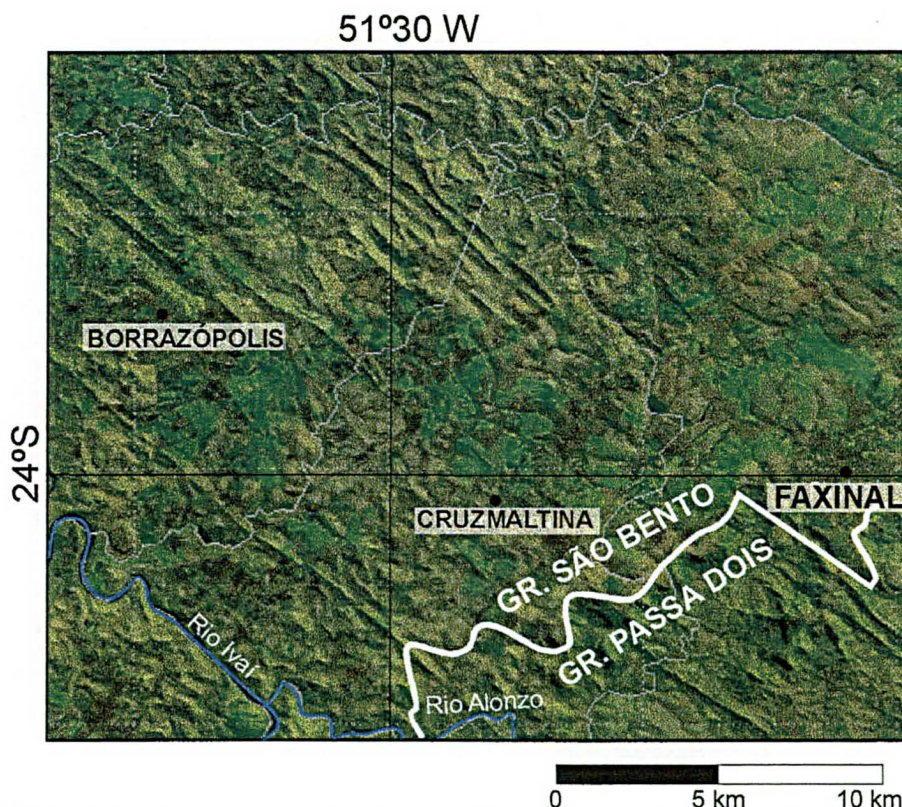


Figura 8.2: Imagem Landat TM 7 mostrando feixes de diques de diabásio adentrando no afloramentos do Grupo São Bento. Notar que os diques não atravessam os derrames de dacito porfíritico entre Faxinal e Cruzmaltina.

As falhas NE nas formações Pirambóia e Botucatu aparentemente foram mais intensamente movimentadas pelo Evento D2. São constituídas por fotolineamentos com comprimentos de até uma dezena de quilômetros, cujas magnitudes de conspicuidade e frequência são significativamente menores do que as falhas NW (Figura 8.1).

Os fotolineamentos E-W e N-S apresentam espaçamento variando de 5 a 10 km e apresentam um caráter de superposição em relação às falhas NW e NE, fato este corroborado por indicações fotogeológicas, tais como a notável continuidade dos traços e escalonamento das cotas topográficas, esta última no caso da falhas E-W (Strugale *et al.* 2002a).

8.2 Propriedades das fraturas nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu

Nos afloramentos dos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu é comum a ocorrência de falhas com bandas de deformação, com larguras que variam de poucos milímetros a mais de um metro. As bandas são consequência do processo de cisalhamento em arenitos porosos, onde a progressão de deformação é acomodada por colapso da porosidade, fraturamento (escala de grão), redução da granulometria por cominuição e fluxo cataclástico (Aydin 1978). Estes processos geram uma zona de cisalhamento que se comporta como conduto de fluídos durante a deformação. A circulação dos fluídos com íons em solução é responsável pela precipitação mineral dentro do plano de falha após a interrupção do movimento, tornando-a impermeável.

Entretanto, apenas as bandas de deformação com larguras na ordem de decímetros ou mais se comportam como barreiras à circulação da água subterrânea (Figura 8.3a), enquanto falhas com bandas menores que 10 cm em geral não atuam como barreiras efetivas ao fluxo, exceto quando apresentam zona de *gouge* nas porções mais deformadas (Antonellini & Aydin 1995). A presença destas barreiras propicia condutos preferenciais de água nas paredes da mesma, tendo em vista as condições de alta porosidade e permeabilidade da rocha não deformada.

As falhas N40-55W constituem a quase totalidade das bandas de deformação medidas, as quais são geneticamente relacionadas ao Evento D2. Em relação às falhas N40-60E, não foram observadas em campo bandas de dimensões importantes, mas se pressupõe que as maiores falhas desta direção apresentem bandas suficientemente espessas para que se comportem como barreiras.

Da mesma forma que as bandas de deformação, os diques de diabásio devem representar barreiras ao fluxo (Figura 8.3d), cuja numerosidade e conspicuidade promovem-nos como mais importante elemento da compartimentação estrutural do SAG (Figuras 8.1 e 8.4). Vale ressaltar que falhas N40-55W do Evento D2 reativaram as falhas que contém os diques e provavelmente levaram à formação de bandas de deformação nas paredes das intrusivas. Contudo, tal premissa não foi verificada em campo, mas o fato das bandas apresentarem-se com mesma direção e cinemática contrária aos diques corroboram esta hipótese. A intrusão dos diques, em muitos casos, implicou silicificação das rochas encaixantes ou mesmo a formação de enclaves de arenitos silicificados (Figura 8.3e).

A presença de fraturamentos tectônicos posteriores, afetando diques e falhas com bandas de deformação, pode criar locais ou mesmo zonas de fluxo através das bordas dos compartimentos limitados pelas falhas N40-55W e N40-60E.

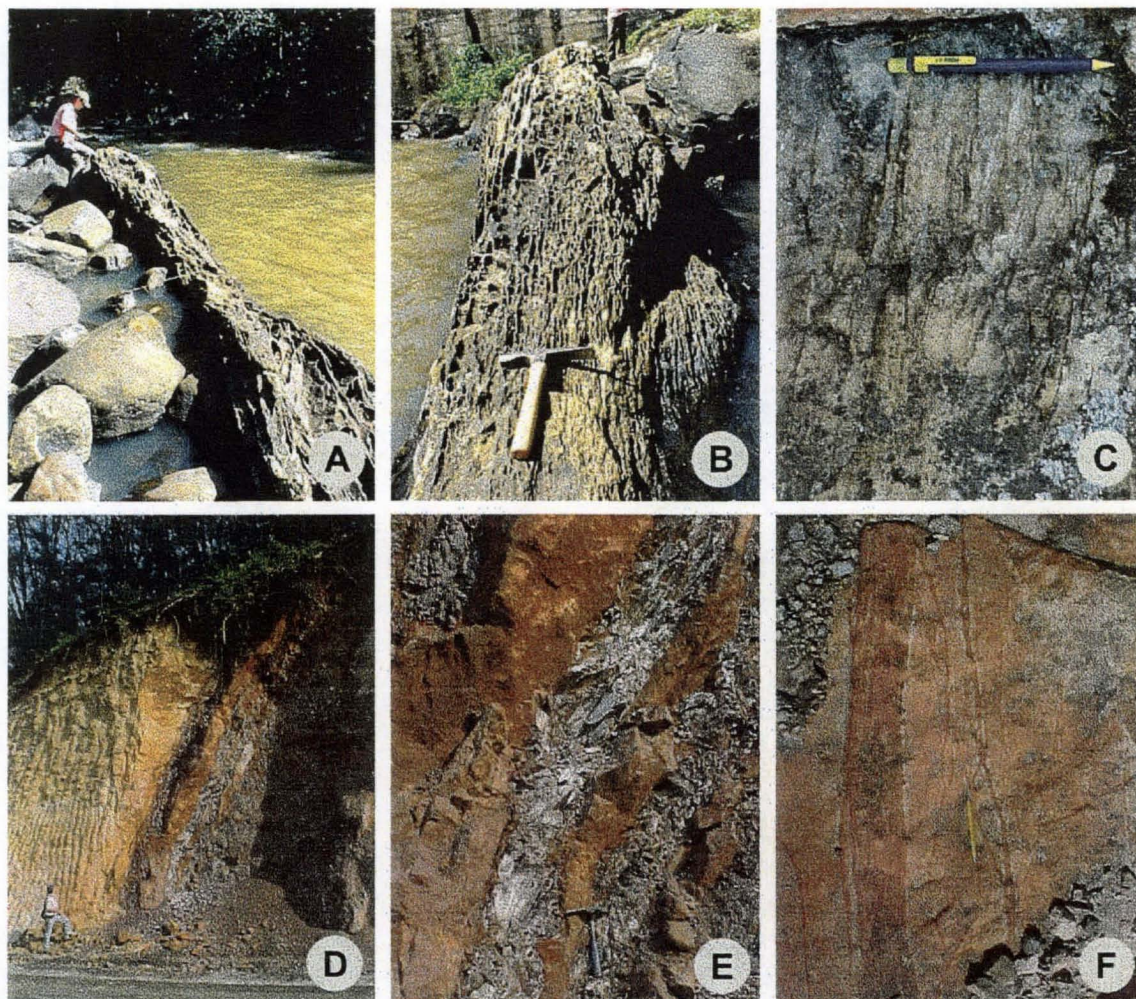


Figura 8.3: Fotografias de afloramentos onde foram descritas falhas de direção N40-50W nos arenitos, com bandas de deformação e diques de diabásio, que teriam papel de barreiras ao fluxo no SAG: A) Feixe de bandas de deformação no Rio Apucarantina (U.H. Apucarantina) – Formação Pirambóia, associadas a falha normal-sinistral; B) Bandas de deformação na Formação Botucatu, nas proximidades de São Jerônimo da Serra; C) Dique de diabásio com enclaves de arenito em falha inversa-sinistral, que limita a Formação Pirambóia (esquerda) e a Fácies Torrencial da Formação Botucatu (direita) – BR-376 (Serra do Cadeado)

8.3. Disposição espacial da Formação Botucatu

A compartimentação do relevo pelo Arco de Ponta Grossa é proeminente, com o seu eixo bem delineado na porção central da área, a qual corresponde à região topograficamente mais elevada (Serra do Cadeado, Figura 1.2). A partir desta porção central as cotas altimétricas decaem rapidamente na direção SW até a ZF Rio Pereira e para NE até a ZF Tamarana. Os blocos Nordeste e Sudoeste apresentam setores mais elevados em suas bordas a sudeste, a partir das quais as altitudes decrescem

de forma constante para NW. Tanto no Bloco Sudoeste quanto no Nordeste, a redução das cotas é constante em sentido NW, enquanto no Bloco Central os mergulhos decrescem de forma aproximadamente centrífuga a partir da porção mais elevada (Serra do Cadeado), sendo mais suave a declividade no sentido oeste.

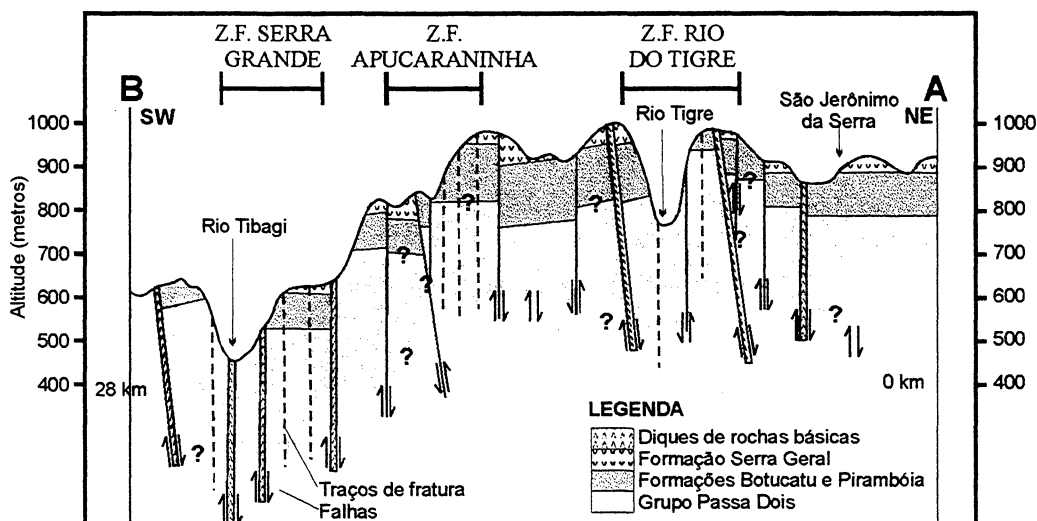


Figura 8.4: Perfil geológico NE-SW confeccionado da porção leste da área de estudo, exemplificando a intensidade da deformação relacionada ao Evento D1 numa distância de apenas 28 km, cujas falhas comportam-se como barreiras hidrodinâmicas no SAG.

Da mesma forma que no relevo, a estruturação imposta pelas ZFs reserva importante influência nos contornos estruturais da Formação Botucatu. Ao comparar as Figuras 8.5 e 1.2, observa-se uma nítida correspondência entre os compartimentos morfotectônicos e a distribuição das cotas dos contornos. Os mergulhos das camadas arenosas do SAG, na área de estudo, têm como papel condicionar a direção principal do fluxo, onde a recarga se dá na faixa aflorante altimetricamente mais elevada e a água segue o rumo do quadrante NW. Tal premissa permite a retirada de água do SAG a distâncias da ordem de uma dezena de quilômetros da faixa aflorante, tal como já ocorre nas cidades de Faxinal, Grandes Rios, Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra.

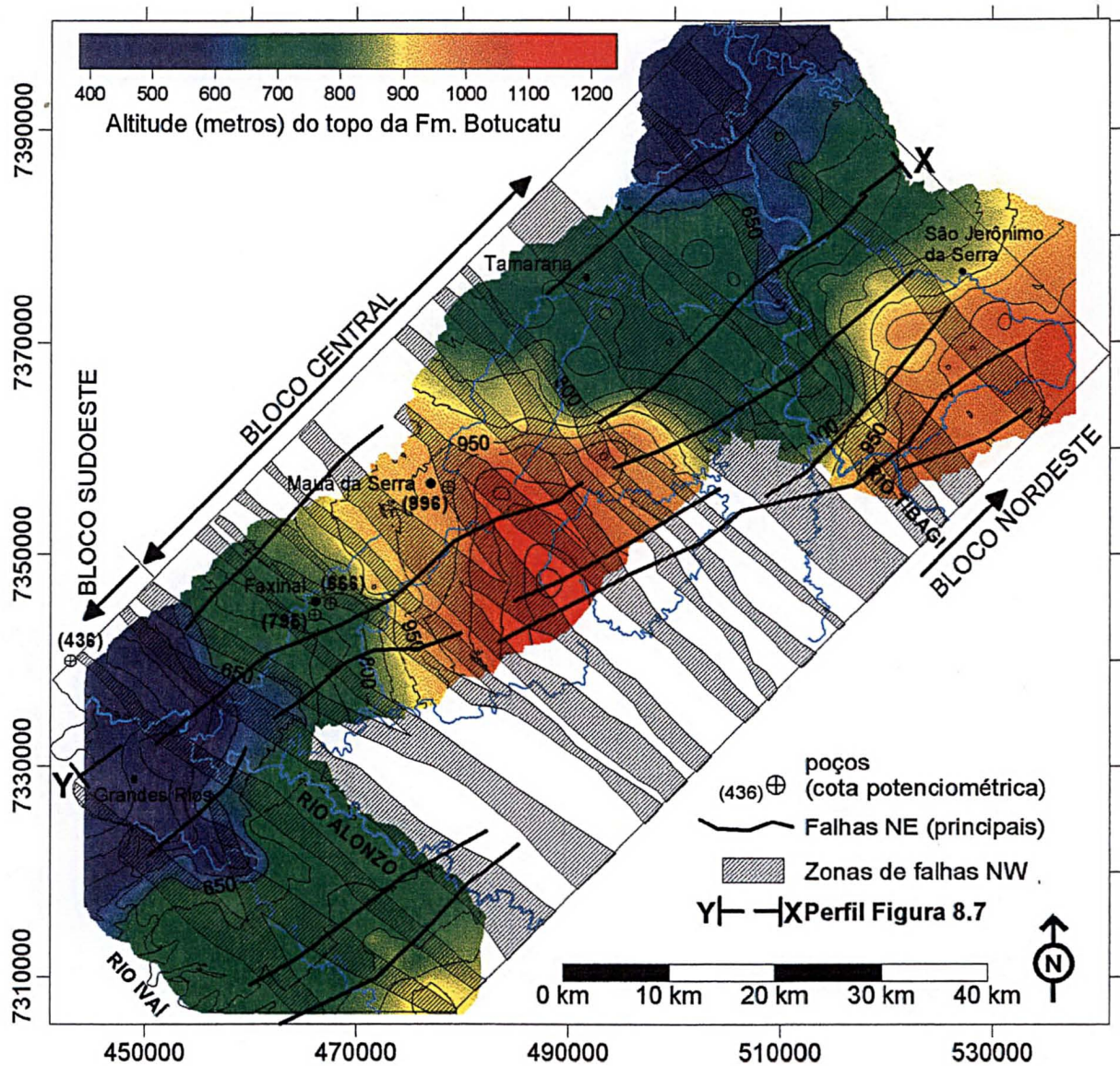


Figura 8.5: Mapa de contorno do topo da Formação Botucatu com sobreposição das ZFs (Capítulo 7) e das falhas N40-60E mais contínuas nos fotolineamentos.

8.4. Potenciometria regional

Os dados potenciométricos foram obtidos através dos poços estratigráficos perfurados pela Petrobrás na Bacia do Paraná (Araújo *et al.* 1995), e do cadastro de poços para água subterrânea do Estado do Paraná, cedido pela Companhia de Saneamento do Paraná (Sanepar) e Superintendência de Recursos Hídricos do Paraná (Suderhsa). Estas informações possibilitaram a confecção de mapa de contorno da superfície potenciométrica do SAG nos Estado e Bacia do Paraná (Figura 8.6). A estes mapas foram adicionados os traços correspondentes aos alinhamentos estruturais-magnéticos de São Jerônimo – Curiúva e do Rio Alonzo (direção N45W),

com o objetivo de mostrar como estas estruturas influenciam regionalmente a potenciometria do SAG.

A superfície potenciométrica exibe cotas sucessivamente menores em direção à calha da bacia (sentido W e NW na borda leste desta), sendo que na área de estudo este declínio tende no sentido NW, em correspondência ao observado para o relevo e nos contornos do topo da Formação Botucatu (Figura 8.5). Na área de influência dos alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva, as isolinhas da potenciometria sofrem inflexões que não acompanham as isolinhas do topo da Formação Botucatu (Figura 8.6), evidenciando a influência destas estruturas no fluxo. A expressiva densidade de diques no mapa geológico sugere que a mesma influência exercida pelos alinhamentos estruturais-magnéticos ocorra analogamente em escalas de maior detalhe, como por exemplo, nas falhas em tesoura que limitam as ZFs.

A maneira como os grandes alinhamentos estruturais influenciam localmente no SAG pode ser vista na Figura 8.7. Esta figura foi confeccionada a partir de um perfil transversal à área de estudo (X-Y, Figura 8.5), a partir da qual foram extraídas as curvas correspondentes às cotas potenciométricas e do topo da Formação Botucatu. Estas curvas mostram uma geometria semelhante entre si, onde os declínios nos valores são divergentes na direção dos alinhamentos estruturais magnéticos, a partir do eixo do Arco de Ponta Grossa.

Entretanto, a curva da superfície potenciométrica apresenta uma densidade de dados muito inferior à curva de altimetria da Formação Botucatu. Mesmo assim, percebe-se que a curva potenciométrica é assimétrica (declive para NE mais suave) e não acompanha a curva da Formação Botucatu nas porções próximas às grandes drenagens (rios Ivaí, Alonzo e Tibagi), nas quais o nível potenciométrico é mais elevado do que as cotas aflorantes da Formação Botucatu. Este fato, associado à disposição (altitude) da faixa aflorante dos arenitos, podem indicar contribuições a partir do SAG aos rios Ivaí, Alonzo e Tibagi em porções localizadas.

A relação recarga/descarga existente entre as águas dos principais rios da área de estudo (Tibagi, Alonzo e Ivaí) e o SAG merece algumas considerações. Numa primeira visão, as porções destas drenagens situadas sobre os arenitos promoveriam a recarga do SAG nestas porções. Entretanto, como a zona de recarga deste situa-se próxima e, altimetricamente, acima do leito dos rios nestas porções, postula-se que o SAG contribua com algum volume de água aos caudais fluviais. A zona de recarga situa-se em altitudes que variam entre 600 e 1250 m, enquanto os rios Tibagi, Alonzo

e Ivaí correm sobre as formações Pirambóia e Botucatu em altitudes que variam de 360 a 450 m. Outro dado que indica a alimentação dos rios pelo SAG é o gráfico da Figura 8.7, onde a cota potenciométrica encontra-se mais elevada em relação aos vales fluviais.

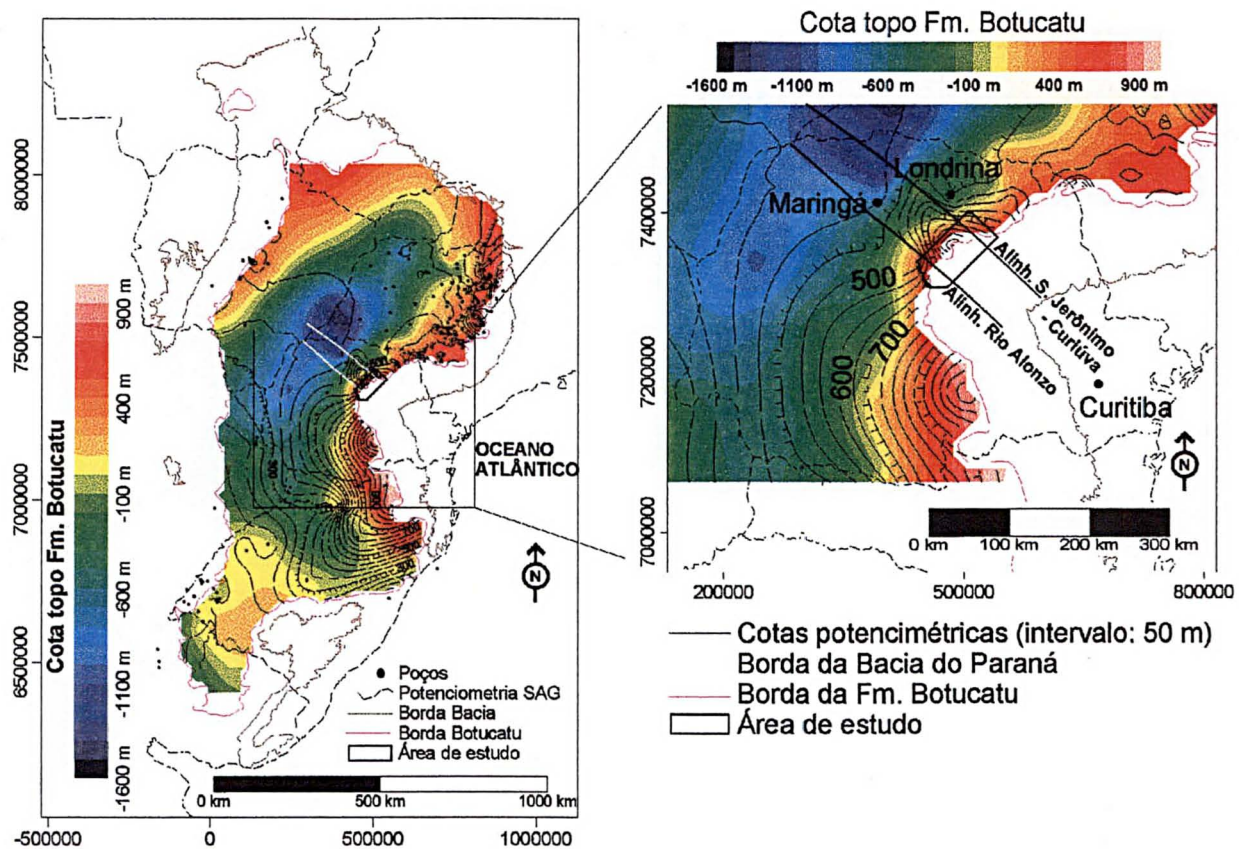


Figura 8.6: Superfície potenciométrica do SAG no Estado do Paraná, construído a partir de dados da Sanepar e Petrobrás

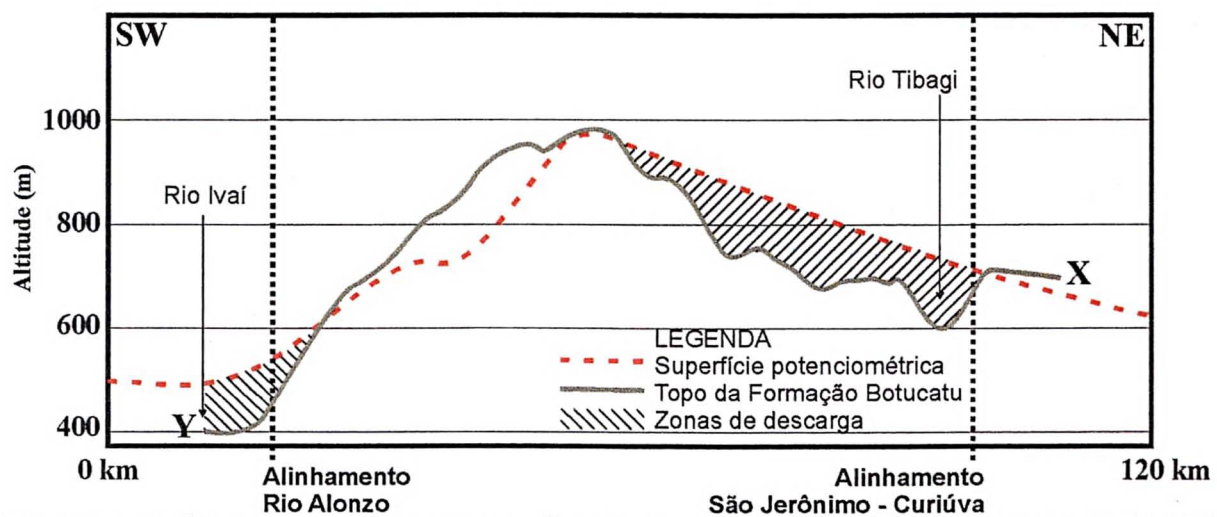


Figura 8.7: Gráficos mostrando a comparação entre as curvas altimétricas de potenciométrica e dos contornos de topo da Formação Botucatu, num perfil transversal às estruturas NW (localização: vide Figura 8.5)

8.5. Resultados e discussão

Os dados estruturais e morfoestruturais extraídos da área de estudo demonstram uma notável compartimentação estrutural das formações Pirambóia e Botucatu, a qual é condicionada por falhas N40-50W relacionadas à charneira do Arco de Ponta Grossa, e secundariamente por falhas N40-60E, além de falhas dispersas de direções E-W e N-S (Figura 8.1).

Na área de estudo os alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva promovem uma importante segmentação da faixa de afloramentos dos arenitos, separando blocos morfoestruturais (Central, Nordeste e Sudoeste) onde os vetores de declividade e as cotas de afloramentos são diferenciadas. O mergulho das camadas obedece aproximadamente ao gradiente de relevo. No Bloco Central os mergulhos são centrífugos e verificam-se as maiores cotas de afloramentos, enquanto nos blocos adjacentes os mergulhos são paralelos e apresentam-se altimetricamente rebaixados em relação ao bloco central (Figuras 8.5 e 1.2).

Em uma escala mais regional (centro-norte do Paraná) é verificada uma discrepância entre as isolinhas da Formação Botucatu e a superfície potenciométrica, na região compreendida entre os alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva (Figura 8.6). A compartimentação conseqüente, balizada por falhas com bandas de deformação e diques de diabásio (Figura 8.3), implica comportamentos distintos entre a superfície potenciométrica e o gradiente hidráulico regional. De forma geral, pode-se observar duas ordens de grandeza no controle hidrodinâmico – o primeiro, de caráter regional, é controlado principalmente pelo gradiente da bacia – já o segundo, de caráter local, proporciona gradientes de fluxo localizados condicionados pelo arcabouço estrutural (Figura 8.8).

Para melhor compreender a compartimentação local, é necessária uma análise que necessariamente passa pela construção de um maior número de poços tubulares profundos. A compartimentação local pode ser observada nos parâmetros hidroquímicos, de potencimetria (Figura 8.9) e vazões (Figura 8.10) dos poços da região de Londrina – Maringá, quando comparadas com o arcabouço estrutural-magnético (Portela Filho *et al.* 2002; Portela Filho 2002).

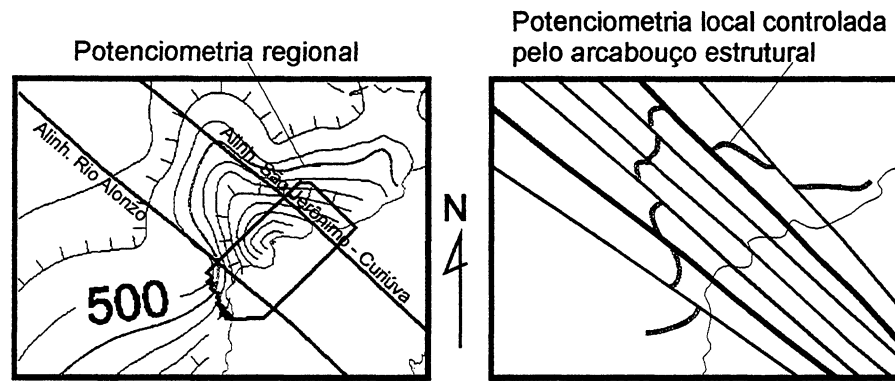


Figura 8.8: À esquerda um detalhe do mapa potenciométrico do SAG (Figura 8.6), onde observa-se a influência das duas maiores estruturas tectônicas do Arco de Ponta Grossa nas curvas potenciométricas; a direita uma postulação esquemática sobre a influência do arcabouço estrutural das principais ZFs NW na potenciometria.

A região central da área de estudo (Bloco Central), mais especificamente entre as cidades de Faxinal e Tamarana, pode ser definida como uma importante zona de recarga, onde se verificam as maiores altitudes da área estudada (Serra do Cadeado). A partir deste trato, os gradientes hidráulico e de relevo apresentam redução segundo um vetor direcionado para NW. As porções contíguas, representadas pelos blocos Nordeste e Sudoeste, apresentam uma zona de recarga em suas bordas altimetricamente mais elevadas, onde no primeiro o sentido geral de fluxo se dá para NNE, enquanto o segundo apresenta gradiente potenciométrico entre W e NW.

Focalizando a área estudada, ao considerar os gradientes de relevo e contornos estruturais da Formação Botucatu, a direção de fluxo dá-se para NW no Bloco Nordeste e para WNW no Sudoeste. As cotas potenciométricas nestes blocos adjacentes são inferiores, na ordem de até 200 m em relação ao Bloco Central (Figuras 8.5 e 8.6), análoga às diferenças nos contornos estruturais.

Excluindo-se a região da Serra do Cadeado, podem ser definidas áreas de recarga localizadas, de menor expressão, controladas pela área de exposição dos arenitos, mergulho das camadas e presença de falhas NW: a nordeste da ZF Rio do Tigre (São Jerônimo da Serra); região do curso médio a inferior do Rio Apucarantina; entre as ZFs Tamarana e Apucarantina a norte do Rio Apucarantina; e o vale do Rio Branco, na porção sudoeste da área. Vale lembrar que a oeste de Faxinal a espessura de arenitos é maior, atingindo 150 m na região de Rio Branco do Ivaí.

No caso específico do Bloco Nordeste, a conformação dos contatos geológicos em relação ao mergulho das camadas mostra uma possível zona de descarga localizada na região onde o Rio do Tigre deságua no Rio Tibagi, a oeste de São

Jerônimo da Serra. Esta zona de descarga deve contribuir para o Rio Tibagi, fenômeno também esperado para algumas áreas nas proximidades dos rios Alonzo e Ivaí, a partir de faixas aflorantes cujo mergulho das camadas favorece a descarga para estas regiões rebaixadas.

A interação entre os rios Tibagi, Alonzo e Ivaí e a recarga/descarga do SAG permanece controversa. Frente a alguns dados (potenciometria e altimetria), sugere-se inicialmente que os rios recebem contribuições do aquífero nas porções onde correm por sobre as formações Pirambóia e Botucatu e por situarem-se em cotas significativamente inferiores às das áreas de recarga contíguas.

A presença de poços onde a água do SAG é salobra (Londrina e Jardim Alegre – PR) deve indicar um tempo de residência importante, o que leva a uma contínua dissolução da rocha e por consequência a salinização da água. A hipótese mais provável é de que a compartimentação estrutural dada pelas falhas N40-55W e N40-60E, preenchidas por diabásios ou com bandas de deformação, cria retículos fechados onde a água não tem possibilidade de circular e se renovar.

As fraturas na Formação Serra Geral devem apresentar dois comportamentos em relação à hidrodinâmica do SAG: (1) em locais onde o SAG apresenta-se sob condições de confinamento, suas águas ascendem por fraturas cuja direção preferencial não pôde ser determinada, alterando localmente os parâmetros hidroquímicos das águas dos basaltos (Portela Filho *et al.* 2002); (2) contribuem na recarga do SAG, nas regiões onde as rochas arenosas estão sobrepostas por pequenas espessuras de basaltos da Formação Serra Geral.

A presença das anisotropias planares (falhas com bandas de deformação) no aquífero granular têm como principais consequências a formação de compartimentos, onde o grau de renovação da água é variado, e a presença de zonas de maior concentração de água em um dos lados das estruturas. Teoricamente, uma maior quantidade de água poderá se encontrada na parede da falha que posiciona-se frontalmente ao gradiente decrescente das cotas potenciométricas.

Portela Filho *et al.* (2002), contrapondo interpretações geofísico-estruturais com os parâmetros de produtividade, capacidade específica e hidroquímica de poços tubulares profundos na Formação Serra Geral, observou que as zonas de maiores produtividades, capacidades específicas e anomalias no quimismo das águas são controladas por compartimentos geofísico-estruturais balizados por estruturas NE-SW e NW-SE (Figuras 8.9 e 8.10). Na porção meridional do Alinhamento de Maringá

(continuação da ZF Mauá da Serra da área de estudo), observa-se águas do aquífero Serra Geral com composição bicarbonatada-sódica, enquanto a norte a composição grada para sulfatada-sódica, indicando uma influência do cruzamento deste alinhamento com estruturas de direção NE-SW na compartimentação e conseqüente conexão hidráulica com águas do Aquífero Guarani. Esses autores também observaram quebras nos gradientes potenciométricos, promovidas tanto pelas falhas NW quanto pelas falhas NE, dentro de uma migração regional para o quadrante NW.

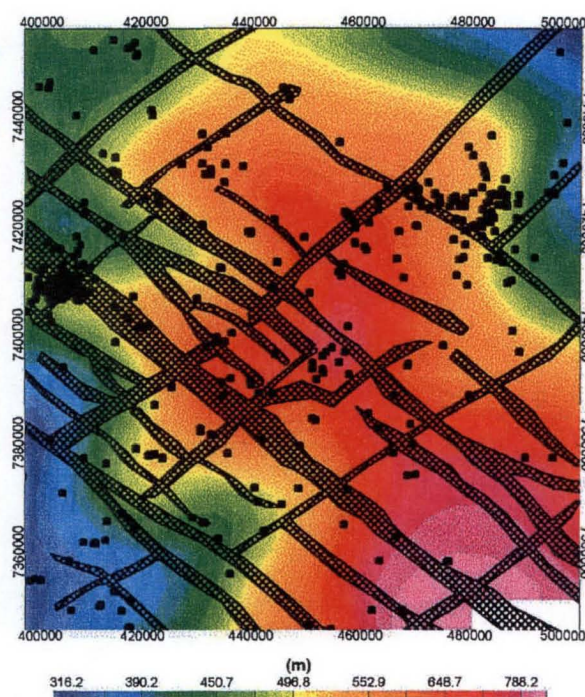


Figura 8.9: Arcabouço estrutural-magnético sobreposto ao mapa potenciométrico do Aquífero Serra Geral na região de Londrina – Maringá (fonte: Portela Filho *et al.* 2002)

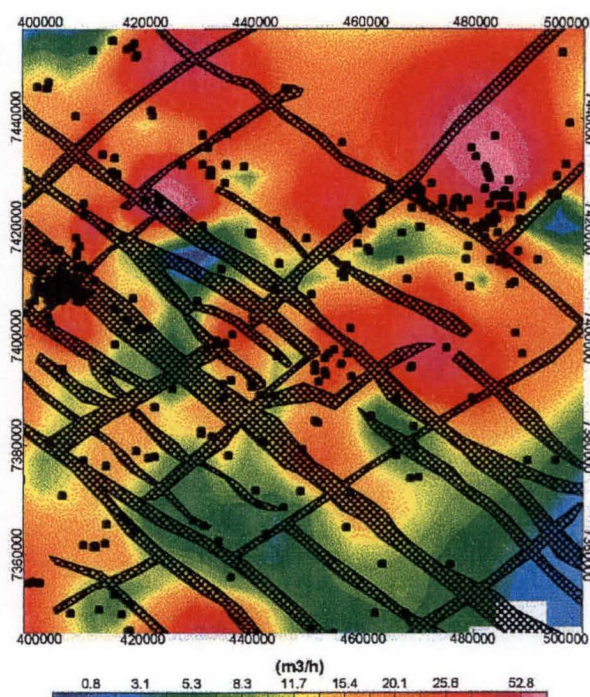


Figura 8.10: Arcabouço estrutural-magnético sobreposto ao mapa de vazões do Aquífero Serra Geral na região de Londrina – Maringá (fonte: Portela Filho *et al.* 2002).

As estruturas de primeira ordem que controlam a hidrodinâmica do SAG são as falhas N50-55W. Ao comparar as principais falhas NW situadas entre os alinhamentos estruturais-magnéticos (Figuras 8.6 e 8.7) com as cotas potenciométricas (Figura 8.6), postula-se que: (1) entre o eixo do Arco de Ponta Grossa e o alinhamento São Jerônimo – Curiúva as falhas NW nos arenitos favorecem a concentração de água no bloco sudoeste destas falhas; (2) as falhas NW entre o eixo do arco e o Alinhamento do Rio Alonzo seriam propensas a concentrar água nos blocos nordeste destas falhas; (3) na região do eixo do arco, em função das linhas de fluxo serem paralelas às estruturas, espera-se que não ocorra a concentração da água em algum dos lados das falhas.

As estruturas controladoras de segunda ordem correspondem às falhas N40-60E, que são mais espaçadas tanto nas aerofotografias quanto nos dados aeromagnetométricos. O cruzamento destas estruturas com as falhas N40-55W, de acordo com os gradientes potenciométricos, poderá fornecer bons prospectos para a perfuração de poços tubulares profundos no SAG, na região mais intensamente deformada pelo Arco de Ponta Grossa.

Em caráter preliminar e levando-se em conta apenas as estruturas N40-55W, é proposto um critério de locação para poços tubulares profundos na região centro-norte do Estado do Paraná, no trato compreendido entre as cidades de Londrina e Maringá. Tal área corresponde ao prolongamento do Arco de Ponta Grossa sob a cobertura basáltica, na qual o SAG encontra-se sob condição de confinamento. Esta proposta não pôde ser avaliada na prática em função da reduzida quantidade de poços no SAG na referida área. Os principais critérios utilizados são os gradientes potenciométricos do SAG e do Aquífero Serra Geral e suas possíveis interações com estruturas N40-55W observadas na área de estudo e do arcabouço estrutural-magnético (Figuras 8.9 e 8.10).

Tomando-se como referencial o eixo do arco, cuja configuração morfotectônica sugere um divisor de águas, o fluxo preferencial se dá para norte e oeste a partir do eixo, respectivamente nos tratos nordeste e sudoeste da zona de charneira. Assim, a medida que as falhas N40-55W atuam como barreiras ao fluxo, espera-se zonas mais favoráveis à prospecção de água subterrânea nos blocos noroeste das falhas do trato nordeste da zona de charneira. Da mesma forma, as falhas do trato sudoeste retêm o fluxo junto às suas paredes nordeste.

9. IMPLICAÇÕES NA MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA BACIA DO PARANÁ

O início da exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná data do final do século XIX, cujo poço pioneiro foi perfurado em Bofete (SP), consistindo no primeiro poço exploratório do Brasil, do qual ter-se-iam extraídos dois barris de óleo (Souza 1997). Até poucos anos atrás, os resultados exploratórios na bacia podem ser considerados pífios, resumindo-se a diversos indícios e algumas descobertas subcomerciais de óleo e gás em poços exploratórios, além de *shows* superficiais de óleo, como por exemplo os arenitos asfálticos da Formação Pirambóia em São Paulo (município de Anhembi), no planalto catarinense e a exsudação de óleo no Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto na BR-376, próximo à área estudada. Entretanto, a descoberta das primeiras acumulações comerciais de gás (1996) pela Petrobrás no bloco exploratório BPAR-10, e a aquisição do bloco contíguo por uma multinacional de petróleo, sugerem o início de uma nova e, provavelmente, mais importante fase exploratória na Bacia do Paraná. As descobertas de gás no Bloco BPAR-10 colocaram o Estado do Paraná na sétima posição em reservas terrestres comprovadas de gás dentre as UFs, com um montante na ordem de $800.030 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ (ANP 1999). Entretanto, o conhecimento geológico da bacia é modesto para que se avalie seu exato potencial para a exploração de hidrocarbonetos (Milani *et al.* 1990).

O presente trabalho, em razão da restrição ao número de unidades litoestratigráficas estudadas, as quais situam-se quase no topo da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, não poderia abordar questões relativas a um possível prospecto nas rochas permeáveis das formações Pirambóia e Botucatu. As características de porosidade, permeabilidade e extensão lateral destas unidades promovem-nas como bons reservatórios de hidrocarbonetos, até porque permitem a circulação de imensos volumes de água do SAG. Entretanto, ausência de selo e a imensa quantidade de água do SAG provavelmente inibiram uma possível acumulação nessas unidades do óleo proveniente da Formação Irati, o qual é a rocha geradora dos arenitos asfálticos da Formação Pirambóia e de outros *shows* de óleo superficiais.

Por outro lado, as análises estruturais descritiva, cinemática e dinâmica, efetuadas a partir de uma densidade adequada de medidas de campo, permitiram a compreensão dos eventos e regimes tectônicos meso-cenozóicos e as respectivas

estruturas relacionadas (Capítulo 7). Estas deformações afetaram as rochas geradoras e reservatórios dos sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná. Desta forma, o presente capítulo tem o objetivo de correlacionar as estruturas de direção NW-SE relacionadas ao Arco de Ponta Grossa com a formação de possíveis condutos estruturais, os quais promoveriam a migração vertical de hidrocarbonetos rumo aos reservatórios.

9.1. Hidrocarbonetos e sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná, numa primeira análise, apresenta um razoável potencial petrolífero, em razão da presença de excelentes rochas geradoras e reservatórios, bons selos, além de uma estruturação tectônica que, apesar de complexa ao longo da evolução da bacia, pode ser bem caracterizada através de trabalhos estruturais detalhados na extensa faixa aflorante que contorna praticamente toda a bacia. Ainda, a maior parte das rochas geradoras devonianas apresenta-se já depletada em hidrocarbonetos, o que seria sugestivo da existência de acumulações ainda não descobertas.

Entretanto, diversos problemas exploratórios são relatados na bibliografia, tais como o intenso magmatismo intrusivo de idade Juro-Cretácea, cuja pilha vulcânica resultante comprometeu por muito tempo a qualidade das seções sísmicas, além de promoverem uma maturação heterogênea nas unidades geradoras, em especial a Formação Irati. Estes fatores, somados à maturação induzida pela subsidência pós-magmatismo, implicam em dados geoquímicos que mostram a combinação destes dois episódios e assim dificultam avaliações regionais acerca do volume de hidrocarbonetos que poderiam ter sido gerados (Milani *et al.* 1998).

Segundo Milani & Catto (1998), dois sistemas petrolíferos definem o potencial petrolífero da Bacia do Paraná: Ponta Grossa – Itararé (PG-I) e Irati-Rio Bonito/Pirambóia (I-RB/P). A partir da análise das ocorrências de óleo e gás na bacia, tais autores concluíram que o potencial do sistema PG-I estende-se por uma área ampla, apresentando potencialidade maior para descobertas de gás e condensado em armadilhas estratigráficas. Esta premissa foi em parte confirmada na primeira descoberta comercial de gás, onde os arenitos reservatórios da Formação Campo Mourão encontram-se trapeados por uma soleira de diabásio em anticlinal, próximo a uma falha transtensiva de idade mesozóica, relacionada ao Arco de Ponta Grossa. A maior parte da rocha geradora, constituída pelos folhelhos escuros da Formação

Ponta Grossa (Emsiano a Frasniano) cujo conteúdo médio da matéria orgânica lenhosa é inferior a 1%, já atravessou a janela de geração e apresentam-se em estágio senil.

O segundo sistema (I-RB/P) acena com acumulações de óleo em armadilhas estruturais restritas à calha central da bacia, onde a Formação Irati (Membro Assistência) alcançou condições de maturação, ou em regiões menos profundas, a partir do aquecimento anômalo induzido pelo magmatismo (Milani *et al.* 1998; Araújo *et al.* 2000). O óleo gerado alimentaria os reservatórios deltaicos da Formação Rio Bonito e eólico-fluviais da Formação Pirambóia. Artur (1998) concluiu que as áreas mais favoráveis do sistema PG-I estariam condicionadas à algumas paleoestruturas com direção NE (Direção Pitanga – $N55\pm5E$, de Soares *et al.* 1982). Quanto ao sistema I-RB/P, as melhores oportunidades ocorreriam associadas à extensão da Zona de Falha Lancinha – Cubatão. A Formação Irati (Membro Assistência) é composta principalmente por folhelhos betuminosos com até 23% de matéria orgânica algal (média na bacia de 2%), o qual é aproveitado na Usina-piloto (PetroSix) de São Mateus do Sul (PR), operada pela Petrobrás. O potencial gerador da Formação Irati foi amplamente mais estudado que o da Formação Ponta Grossa, em razão da maioria dos indícios serem provenientes daquela unidade permiana. Entretanto, haja vista a descoberta da primeira acumulação de gás, a pesquisa da Formação Ponta Grossa certamente será intensificada.

Segundo Zalán *et al.* (1990), as melhores camadas geradoras do Membro Assistência posicionam-se a sul da Zona de Falha Curitiba – Maringá. A norte desta, finas camadas de folhelho betuminoso são intercaladas com folhelhos não-betuminosos e dolomitos. Essa unidade geradora é imatura exceto na calha central da bacia e próximo do contato de grandes soleiras, as quais têm a Formação Irati como um dos intervalos preferenciais de intrusão (Milani *et al.* 1998). A questão acerca da quantificação do óleo gerado na Formação Irati, em decorrência do aquecimento promovido pelas intrusivas básicas juro-cretáceas, é complexa. Milani *et al.* (1990) relataram que as soleiras não são contínuas, tanto nos afloramentos quanto na calha central da bacia, estimando de forma preliminar que 10% da calha central é representada pela Formação Irati não-depletada pela intrusivas e posicionada na janela de geração desde o Cretáceo, o que permite estimar que podem ter sido gerados 150 bilhões de barris de óleo apenas com a contribuição da seqüência permiana.

Segundo Araújo *et al.* (2000), restaram poucas áreas da Formação Irati fora da faixa de afloramentos que não foram depletadas pela ação termal das intrusivas básicas. Isto implica que o maior pulso gerador da Formação Irati posiciona-se no Juro-Cretáceo (Figura 9.1), caracterizando o primeiro momento crítico do sistema I-RB/P. O segundo momento é relacionado à interação entre o início do espalhamento do Oceano Atlântico e a Orogenia pré-Andina (100 a 90Ma), gerando movimentos epirogenéticos que culminaram com o soerguimento da Serra do Mar. Segundo Araújo *et al.* (1995), esse soerguimento levou à erosão da cobertura basáltica e permitiu a infiltração de águas meteóricas que deram início à recarga do Sistema Aquífero Guarani concomitantemente ao segundo momento crítico do sistema I-RB/P. Tal premissa pode indicar que este é um período chave para a preservação do sistema petrolífero.

9.2. Implicações das falhas na migração de hidrocarbonetos

As estruturas trapeadoras na Bacia do Paraná são tanto estratigráficas quanto estruturais. Trapas estratigráficas apresentaram os melhores resultados exploratórios até o momento, pois são relacionadas a bons indícios obtidos entre as décadas de 60 e 80 e pelas primeiras acumulações comerciais de gás da bacia (Barra Bonita e Mato Rico).

Entretanto, a etapa de desenvolvimento destes campos de gás apresentaram problemas no que diz respeito à dificuldade em se encontrar o prolongamento do reservatório em subsuperfície. A origem deste problema foi interpretada como de origem estrutural, cuja compartimentação análoga pode ser diretamente observada na faixa aflorante.

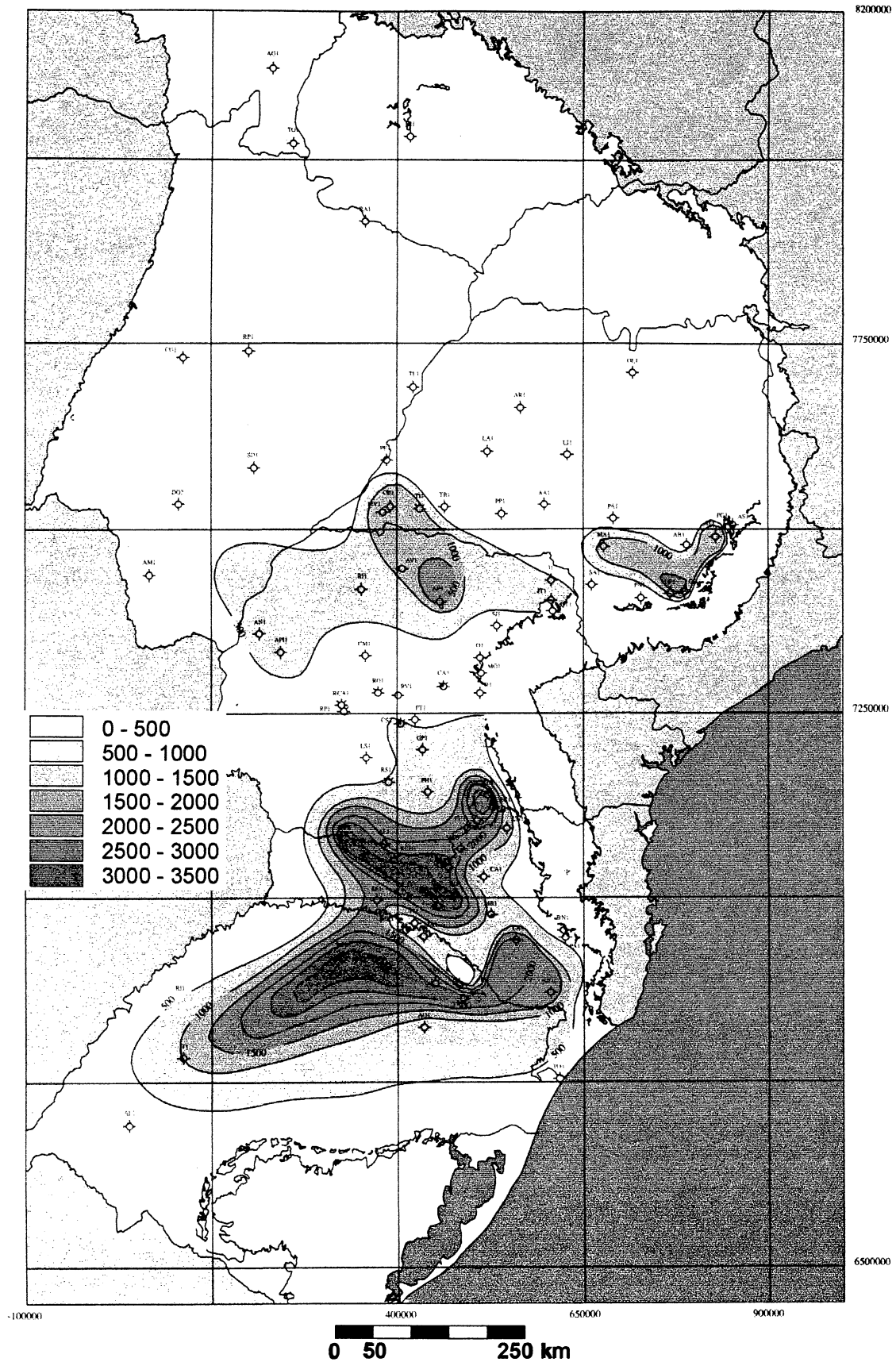


Figura 9.1: Distribuição em área do volume de hidrocarbonetos migrados como decorrência do efeito termal das intrusivas básicas no Membro Assistência da Formação Irati, onde $V \text{ m}^3/km^2 = 2.5 \times 1.66 \times DS_m \times h \text{ m}^3 HC/km^2$; $CI = 500 \times 10^3$, (fonte: Araújo *et al.* 2000)

O papel das estruturas na geologia do petróleo na Bacia do Paraná é pouco discutido na bibliografia, até porque a comprovação de que as estruturas tectônicas exercem papel importante da migração e trapeamento dos hidrocarbonetos é um fato relativamente recente. O mapeamento e análise estrutural em escala de detalhe podem fornecer o embasamento necessário a uma exploração mais eficiente na bacia. Através da análise estrutural do Alto de Quatiguá, onde afloram tanto o gerador quanto o principal reservatório do sistema petrolífero I-RB/P, observou-se que há dois momentos de geração de estruturas trapeadoras os quais são consequência de dois eventos deformacionais (Rostirolla *et al.* 2000). Estes eventos promoveram a reativação da Zona de Falha Jacutinga, que é uma falha no embasamento da bacia de direção NE, à qual o alto estrutural encontra-se associado. O primeiro evento é de caráter transpressivo e gerou uma estrutura em flor positiva, a qual teve um rearranjo estrutural, principalmente nas bordas, decorrente de um segundo evento de caráter transtensivo, de idade cretácea (Figura 9.2). O segundo evento deformacional é de importância vital na configuração das armadilhas, pois atuava durante os dois momentos críticos do sistema I-RB/P, relacionados ao pico de geração no Cretáceo Inferior e ao início do soerguimento da Serra do Mar, implicando num rearranjo das trapas e mesmo na destruição de estruturas pré-existentes e na geração de novas. Esta deformação cretácea apresenta o Evento D2 como deformação correspondente na área estudada.

9.2.1. Influência das falhas NW-SE na migração

O sistema de falhamentos de direção N40-55W é o mais conspícuo da área de estudo, ao qual associa-se um imponente enxame de diques de diabásio, principal feição morfoestrutural do Arco de Ponta Grossa. Estas estruturas são produto de um evento deformacional relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Sul e o *hot spot* Tristão da Cunha, implicando numa tectônica quase exclusivamente distensional. Componentes direcionais de caráter dextral ocorrem localizadamente, restritas a algumas das zonas de falha NW.

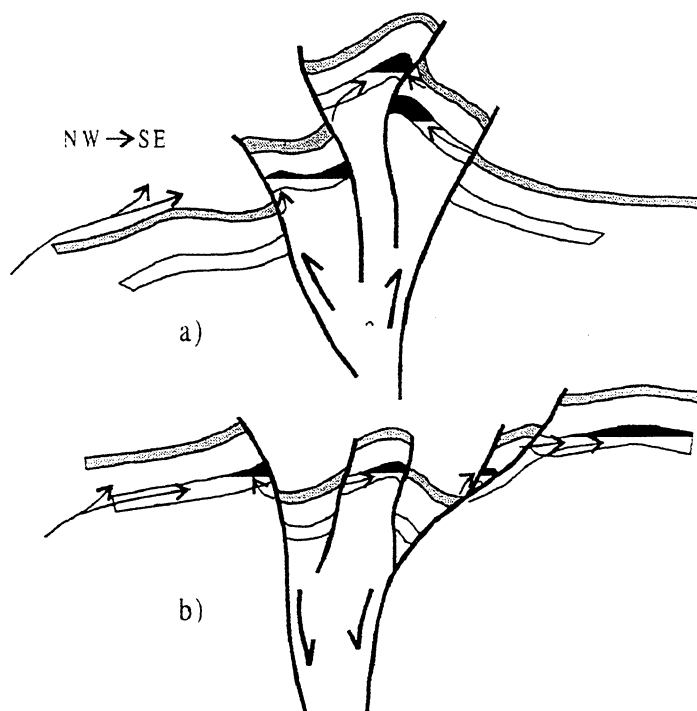


Figura 9.2: Modelos de formação de armadilhas estruturais para petróleo concebidos a partir da análise estrutural do Alto de Quatiguá (Rostirolla *et al.* 2000), onde: (a) evento transpressional Neo-Permiano a Eo-Triássico relacionado à Orogenia *La Ventana*, a qual apresenta relação com as estruturas tectônicas penecontemporâneas da Formação Rio do Rasto (Capítulo 6); (b) rearranjo estrutural de idade cretácica, cujo correspondente na área estudada é o início do Evento D2.

A influência desta direção estrutural, em conjunto com as falhas NE, é notável em termos da hidrodinâmica do SAG (Capítulo 8), e apresenta uma atuação diferente no tocante à migração de hidrocarbonetos. Esta variação é provocada pela diferença entre as propriedades hidrodinâmicas da água e dos hidrocarbonetos. A exsudação de óleo observada em afloramento do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto, Figura 6.2) apresenta-se controlada pela intersecção de um dique de diabásio com uma falha dextral N60E.

Os processos relacionados à abertura oceânica promoveram a formação de outras estruturas, além dos alinhamentos estruturais-magnéticos que delimitam o arco e que não foram contemplados neste trabalho: Guapiara e Rio Piquiri (Ferreira 1982a,b), a nordeste e sudoeste da charneira do arco, respectivamente. As demais estruturas de direção NW, de acordo com Zalán *et al.* (1990), são as zonas de falha Cândido de Abreu – Campo Mourão (entre os alinhamentos Rio Alonzo e Rio Piquiri), Caçador e a Sinclinal de Torres.

A maturação da Formação Irati tem importante influência dos halos de aquecimento induzidos pelas intrusivas básicas Juro-Cretáceas, principalmente porque propiciam a geração de hidrocarbonetos fora da calha central da bacia, a qual

consiste na única região onde a Formação Irati encontra-se na janela de geração. Segundo Araújo *et al.* (2000), há uma zona de geração termicamente induzida na Formação Irati sob o prolongamento do Arco de Ponta Grossa (Figura 9.1), o que acena com a possibilidade de migração durante o Eo-Cretáceo, que corresponde ao principal pulso tectônico do arco (Evento D1 precoce). Entretanto, como pode-se visualizar na Figura 9.3, as maiores isólitais de diabásio em soleiras posicionam-se justamente na calha central e nas porções contíguas (oeste do Rio Grande do Sul e Santa Catarina), nas quais ocorrem as maiores espessuras da Formação Irati sem considerar os diabásios. Este fator leva a crer que estas regiões contíguas à calha central na região sul do Brasil comportam-se como interessantes áreas fontes de óleo do sistema I-RB/P. Além disso, a intensa estruturação controlada pelas falhas NW na regiões próximas devem exercer um papel importante na migração do óleo a partir da região favorável à geração.

Ainda na Figura 9.3 pode-se observar que as principais direções estruturais (NE e NW) exercem influência na distribuição, principalmente, da isópacas da Formação Irati, nas quais observam-se espessamentos de seção limitados por alinhamentos estruturais. Por exemplo, entre as zonas de falha Campo Mourão e Rio Piquiri, e entre a Sinclinal de Torres e a ZF Caçador, todas com direção NW.

Determinadas as zonas potenciais de geração de óleo na Formação Irati, é necessário estudar como se comportam as linhas de fluxo frente aos gradientes da bacia e às estruturas, em especial àquelas de direção NW. Para tal pesquisa, foi confeccionado um mapa paleoestrutural da Formação Irati, utilizando-se o topo da Formação Botucatu como *datum* (Figura 9.3). Tal procedimento permite visualizar paleo-altos da Formação Irati durante seu principal período de geração de hidrocarbonetos, onde tais estruturas poderiam promover a convergência de rotas de migração.

Foi confeccionado um mapa preliminar, ao qual foram acrescentadas as setas de migração do óleo (vide discussão metodológica no Capítulo 4). Entretanto, a falta de uma camada carreadora de óleo, necessária para que este atinja estruturas tectônicas distantes e assim sofra migração vertical rumo aos reservatórios, compromete a utilidade deste mapa. Um detalhe do mesmo compõe a Figura 9.4.

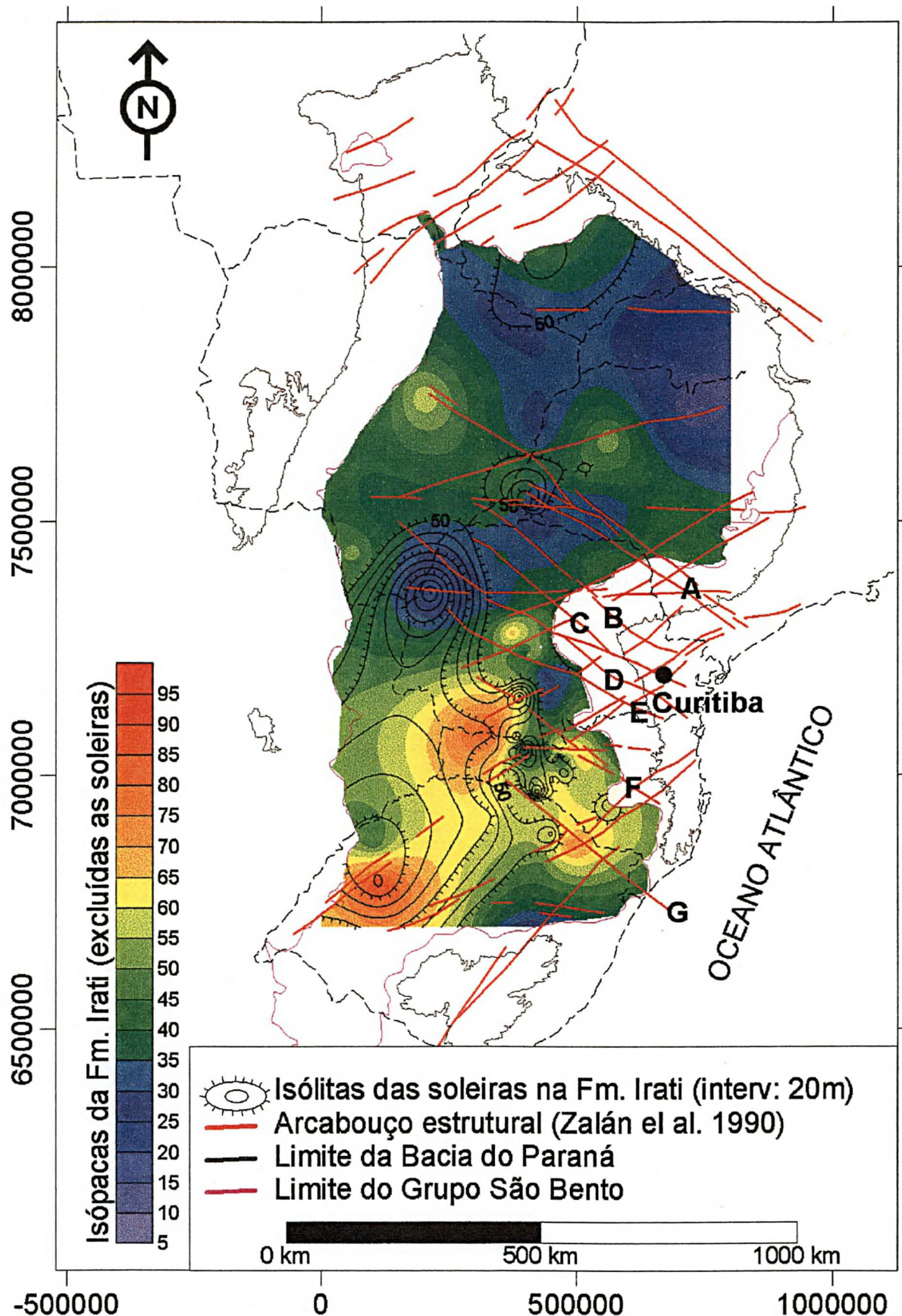


Figura 9.3: Isópacos da Formação Irati (excluídos os diabásios intrusivos) sobrepostas às isóclitas das soleiras. Ainda, o arcabouço estrutural, onde as estruturas NW marcadas denominam-se: A) Guapiara; B) São Jerônimo – Curiúva; C) Rio Alonzo; D) Cândido de Abreu – Campo Mourão; E) Rio Piquiri; F) Caçador; G) Sinclinal de Torres

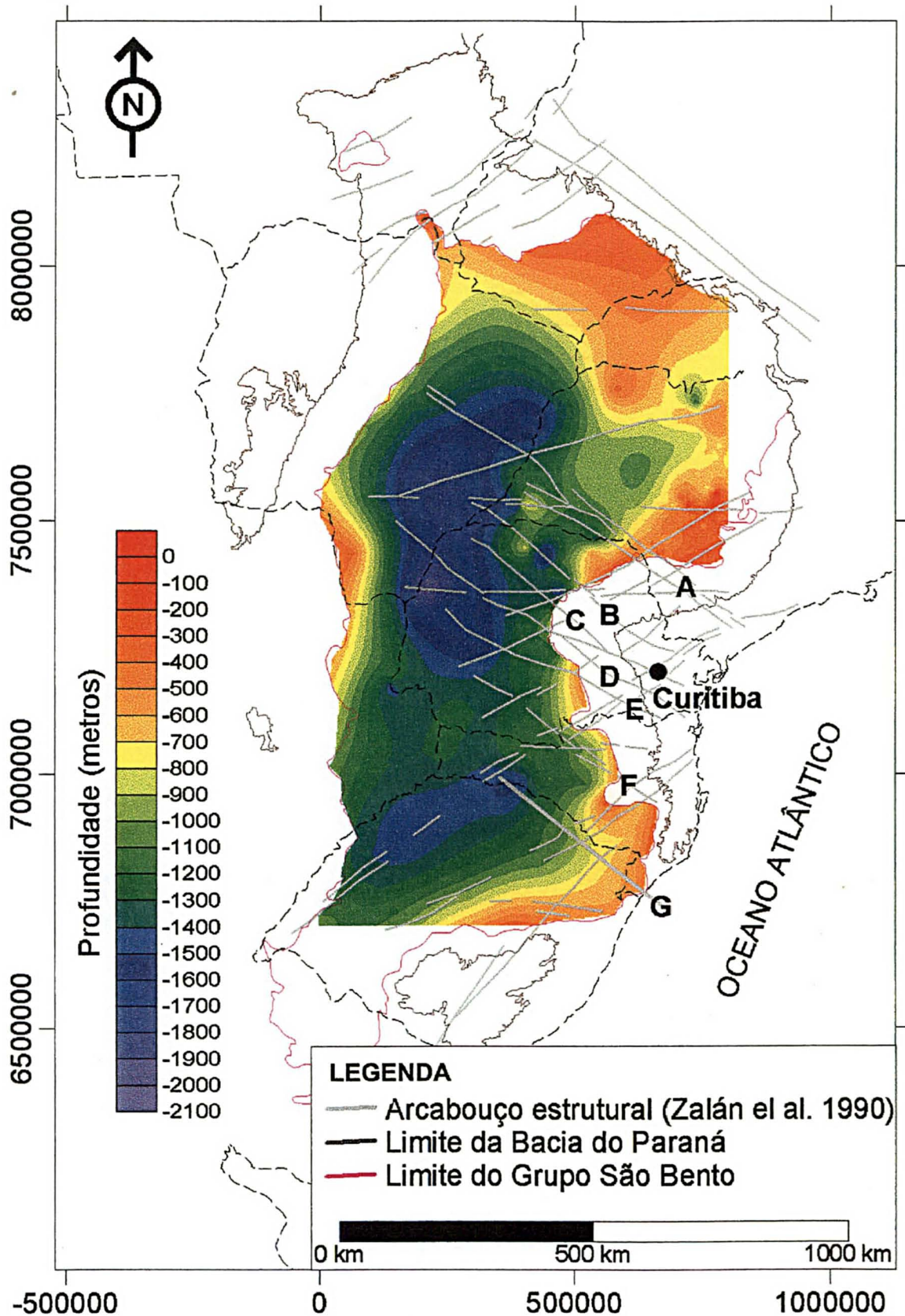


Figura 9.4: Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Irati para o Cretáceo Inferior, no qual é sobreposto o arcabouço estrutural, cujas principais feições NW são: A) Guapiara; B) São Jerônimo – Curiúva; C) Rio Alonzo; D) Cândido de Abreu – Campo Mourão; E) Rio Piquiri; F) Caçador; G) Sinclinal de Torres. As espessuras da escala de cores correspondem ao intervalo estratigráfico que separa as Formações Irati e Botucatu.

Entretanto, a Figura 9.4 mostra que as linhas de fluxo sofrem inflexões nas proximidades das principais estruturas da bacia. Nesta figura, nota-se as setas sofrem diversos tipos de perturbação em função da presença de paleo-altos estruturais da Formação Irati e das grandes falhas NW e NE.

Os alinhamentos NW situados entre a ZF Guapiara a norte e a Sinclinal de Torres a sul afetam os vetores de drenagem do óleo, em maior ou menor grau. Apenas a ZF Cândido de Abreu - Campo Mourão (letra E nas Figuras 9.3 e 9.4) interfere muito pouco no fluxo, em comparação com as demais estruturas NW supracitadas.

A ZF Guapiara interfere na drenagem do óleo segundo um padrão complexo, principalmente em direção da borda da bacia. Entretanto, a porção dessa estrutura situada próximo à calha central promove uma interessante convergência de fluxo para o interior da faixa estruturada, bem como uma notável inflexão nas curvas na sua continuidade para noroeste, no Estado de Mato Grosso do Sul.

Tanto em escala regional (Figura 9.4) quanto em escala local (Figura 9.5) observa-se que os alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo - Curiúva promovem uma notável interferência na migração do óleo dentre as estruturas NW, numa magnitude semelhante às das ZFs Caçador e Guapiara. Uma outra feição de interesse exploratório limitada pelos alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva é a presença de um paleo-alto estrutural da Formação Irati na altura da cidade de Londrina, ao qual associa-se uma zona de convergência das drenagens de óleo provenientes tanto da calha central (onde a Formação Irati está na janela de geração) quanto das bordas, onde um eventual pulso de geração pode ter ocorrido no Cretáceo, por influência de soleiras e diabásio.

Em função do exposto, postula-se que a migração vertical de hidrocarbonetos da Formação Irati possa processar-se sob a influência das estruturas tectônicas, onde estas se apresentem como condutos durante a geração. A migração primária ocorreria em pequena magnitude na própria rocha geradora ou pela Formação Serra Alta (sobrepota), até o fluido encontrar uma falha carreadora. Assim, as setas de migração são especialmente válidas para escalas maiores e onde é conhecido o arcabouço estrutural, como na Figura 9.5.

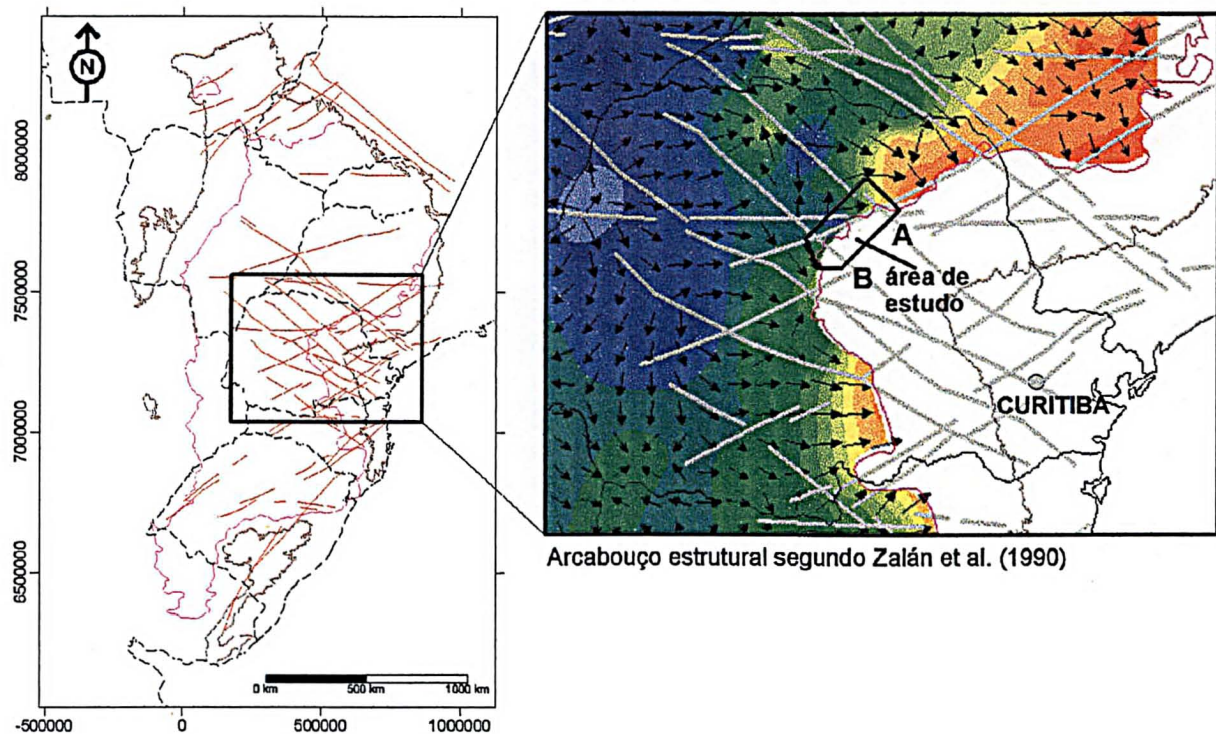


Figura 9.5: Detalhe da Figura 9.4, com o objetivo de melhor mostrar a influência dos alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo (letra B) e São Jerônimo – Curiúva (letra A) nos vetores de fluxo dos hidrocarbonetos. Notar também a presença de um paleo-alto estrutural da Formação Irati no prolongamento destas estruturas em direção à calha central da Bacia do Paraná.

A Figura 9.6 mostra a analogia entre a estruturação observada e mapeada em superfície com as porções sub-aflorantes, apresentando interesse para a exploração tanto do SAG quanto para hidrocarbonetos de ambos os sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná. Como antes informado, o presente trabalho trata apenas da migração do óleo gerado na Formação Irati, o que não inibe sua aplicação ao sistema PG-I em trabalhos futuros.

A presença de um paleo-alto estrutural da Formação Irati na região da charneira do Arco de Ponta Grossa tem como principal consequência a migração secundária ascendente, a partir do centro da estrutura, do óleo gerado nesta unidade. Este fluido aproveitaria os grandes falhamentos de direção NW relacionados ao arco como caminho de ascensão, pois os mesmos encontravam-se ativos pelos eventos D1 (Eo-Cretáceo) e D2 (Neo-Cretáceo a Terciário) durante a geração, os quais equivalem temporalmente aos dois momentos críticos do sistema I-RB/P. A migração primária se dá em escala local (entre as principais falhas), possivelmente dentro da unidade geradora ou na interface da Formação Irati com os folhelhos e siltitos da Formação Serra Alta sobreposta (Figura 9.6). Ao encontrar as ZFs, o fluxo passa a utilizá-las como conduto durante as suas épocas de movimentação, que

correspondem ao Evento D1 – Eo-Cretáceo, e ao Evento D2, início do Terciário, ao qual relacionam-se as bandas de deformação na Formação Pirambóia e Botucatu. Vale lembrar que, na Figura 9.1, há uma região próxima ao arco onde ocorreu a geração de óleo por aquecimento induzido a partir de soleiras.

A contemporaneidade entre os eventos tectônicos descritos neste trabalho e os momentos críticos do sistema I-RB/P representa um importante componente exploratório na bacia. Isto porque durante a movimentação das falhas cria-se um conduto estrutural das mesmas, através da geração de espaços (permeabilidade secundária) durante o cataclasamento das rochas (Caine 1996; Aydin 2000; Magnavita *et al.* 2000; Ahlgern 2001). Este processo torna-se mais intenso quando a rocha contígua às falhas apresenta uma porosidade primária elevada, o que facilita o fluxo de fluídos na direção da estrutura e, na mesma proporção, cria condições para que a falha torne-se barreira após a interrupção do movimento, caso haja cimentação associada à cominuição. Este último aspecto pôde ser observado nas bandas de deformação nas formações Pirambóia e Botucatu, o que comprova a atuação destas estruturas como barreiras hidrodinâmica do SAG.

Durante o cisalhamento sob regime transtensional promovido pelo Evento D2, que deu origem às bandas de deformação no intervalo Neo-Cretáceo a Eo-Terciário, ocorria o segundo momento crítico do sistema I-RB/P. Assim, postula-se que, durante a formação das bandas as mesmas tenham servido de condutos para os hidrocarbonetos, durante o rearranjo estrutural promovido pelo Evento D2, o qual foi também descrito para as falhas NE da Bacia do Paraná (Rostirolla *et al.* 2000). A contemporaneidade entre a geração das bandas e o momento crítico do sistema I-RB/P têm duas conseqüências possíveis: (1) o escape dos hidrocarbonetos, que teriam atingido a superfície através, principalmente, das falhas NW, que encerram as mais importantes bandas de deformação; (2) a formação de novas trapas, abastecidas através das falhas pelo óleo da Formação Irati que estava sendo gerado durante a deformação. Após o término das atividades do Evento D2, cuja idade não é conhecida, as bandas de deformação sofrem precipitação mineral e inibem qualquer fluxo, exceto paralelamente às suas paredes quando as falhas situam-se em rochas que apresentem porosidade primária, tal como as formações Rio Bonito, Pirambóia e Botucatu.

Em relação às falhas com diques de diabásio Eo-cretáceos do Evento D1, as quais representam as estruturas mais conspícuas da área estudada, seu regime

quase unicamente distensional durante o pico de geração da Formação Irati pode constituir um fator importante na migração de hidrocarbonetos. A ausência de bandas de deformação nestas estruturas pode estar relacionado à não ocorrência de cisalhamento direcional na maioria das falhas NW. Entretanto, tal fator aparentemente não constitui um obstáculo à migração, o qual pode estar relacionado às intrusões de diabásio, que inclusive podem destruir os hidrocarbonetos que se encontrem na falha no momento do magmatismo. Este, por sua vez, é confinado a um intervalo de tempo pequeno se comparado com o intervalo onde o óleo é gerado na Formação Irati.

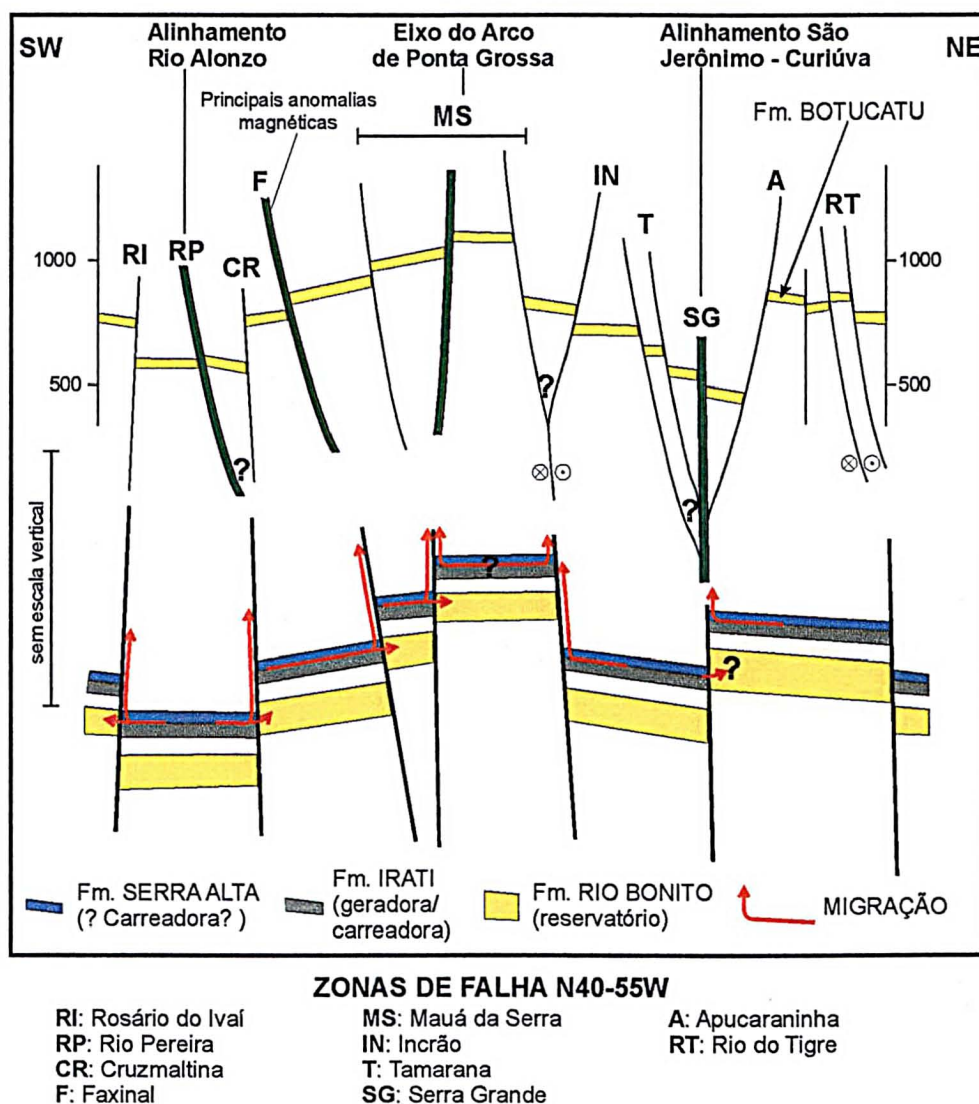


Figura 9.6: Perfil geológico esquemático da área de estudo com as principais estruturas NW (i.e. ZFs). O estilo estrutural observado nos afloramentos foi estendido analogamente para o prolongamento dos alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo - Curiúva para o interior da bacia, sobre o paleo-alto da Formação Irati (Figura 9.5), o qual deve promover uma convergência ascendente de óleo. Este por sua vez utilizaria as falhas, durante a movimentação destas, como caminhos de migração, seja por fluxo ascendente em direção à superfície, seja lateralmente para os reservatórios da Formação Rio Bonito.

Observando o perfil geológico da Figura 9.6, pode-se concluir que o Evento D1 tem sua principal influência no tocante ao intenso basculamento de blocos, que por vezes são separados por falhas em tesoura cujos rejeitos verticais podem ultrapassar os 100 m. Deste modo, muitas das falhas relacionadas ao Arco de Ponta Grossa colocam em contato lateral por falha a rocha geradora (Formação Irati) e a rocha reservatório (Formação Rio Bonito). A migração neste caso poderia ocorrer através das falhas durante a movimentação destas em qualquer momento do Evento D1, que como ora discutido (Capítulo 7) tem um intervalo de atuação consideravelmente maior que o intervalo do magmatismo.

10. CONCLUSÕES

A faixa de afloramentos dos quartzito-arenitos das formações Pirambóia (Triássico Inferior a Médio) e Botucatu (Jurássico) compreendida entre os alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva, os quais delimitam a charneira do Arco de Ponta Grossa, apresenta-se fortemente estruturada e compartimentada por falhas N40-55W, em sua maioria preenchida por diques de diabásio. Estas unidades litoestratigráficas são afetadas ainda por falhas de menor magnitude, de direção N40-60E, cujo principal feixe situa-se no trato central da área de estudo e corresponde à Zona de Falha Guaxupé. Estruturas tectônicas restritas em importância são representadas por feixes de fotolineamentos E-W e N-S.

Este conjunto de estruturas afetou, em menor grau, os basaltos e dacitos porfíricos da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo), principalmente em relação às falhas do Arco de Ponta Grossa. Eventualmente, alguns exemplares do enxame de diques associado seccionam as rochas dessa unidade, especialmente no prolongamento do Alinhamento Rio Alonzo.

A Formação Rio do Rasto (Neo-Permiano ao início do Eo-Triássico) na porção central da área estudada apresenta um conjunto de estruturas tectônicas penecontemporâneas, as quais são principalmente compressionais (dobras e falhas de cavalgamento) e secundariamente distensionais (estruturas de colapso e falhas normais). As referidas estruturas apresentam indicações de que foram geradas através de um esforço principal máximo (σ_1) orientado segundo NNE-SSW, o qual é relacionado à eventos compressivos na borda meridional da Plataforma Sul-Americana (Orogenia Sanrafaélica), durante o período compreendido pelo Neo-Permiano e Eo-Triássico.

Em termos estratigráficos, as formações Pirambóia e Botucatu apresentam espessuras e geometrias diferenciadas. A primeira é separada por discordância angular tanto da Formação Botucatu (sobreposta) quanto da Formação Rio do Rasto (sotoposta), cuja angularidade neste último caso é de menor magnitude. A Formação Botucatu apresenta espessura constante da ordem de 60 a 70 m, representada por duas fácies (sentido de Soares 1973): Fácies Torrencial, com 15 m de espessura média, composta por arenitos conglomeráticos; e Fácies Eólica, composta por arenitos vermelhos, finos e empilhados em cerca de 50 m. A Formação Pirambóia

apresenta espessuras que variam de 5 m na região do eixo do Arco de Ponta Grossa, 20 m no trato leste e até 80 m no trato sudoeste da área de estudo.

A variação de espessura da Formação Pirambóia pode ser atribuída a um paleo-alto estrutural durante sua sedimentação ou a um aplainamento pré-Botucatu, o qual é reconhecido em boa parte da Bacia do Paraná, após um importante pulso de soerguimento do Arco de Ponta Grossa.

A estruturação imposta pelo Arco de Ponta Grossa durante o Mesozóico pode ser facilmente reconhecida, tanto em campo quanto através de fotografias aéreas, modelos digitais de terreno e imagens de satélite. Esta feição tectônica implicou uma compartimentação morfoestrutural tripartite, apresentando em sua charneira um bloco central mais elevado, representado pela região da Serra do Cadeado, ladeado por dois tratos rebaixados denominados blocos sudoeste e nordeste, onde este último é mais elevado em relação ao primeiro. Entretanto, os três blocos apresentam mergulhos de relevo e camadas direcionados para NW e WNW, no sentido do depocentro da Bacia do Paraná.

As falhas de direção N40-55W apresentam-se concentradas em corredores de deformação, caracterizados por uma maior densidade de diques e fotolineamentos em geral. Estas feições foram denominadas segundo seu posicionamento em relação à cidades ou drenagens principais, mas são tratadas genericamente como ZFs, cuja presença é bem delimitada pelos alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva. São eles, de SW para NE: Rio Branco do Ivaí, Rosário do Ivaí, Rio Pereira (*i.e.* Alinhamento Rio Alonzo), Cruzmaltina, Faxinal, Mauá da Serra (eixo do Arco de Ponta Grossa), Incrão, Tamarana, Serra Grande e Apucarantina (*i.e.* Alinhamento São Jerônimo – Curiúva) e Rio do Tigre. As ZFs apresentam notável correspondência com os dados aeromagnetométricos, tanto residuais quanto do gradiente horizontal de ordem zero.

As análises estruturais descritiva, cinemática e dinâmica das atitudes medidas em mais de 200 afloramentos do Grupo São Bento e da Formação Rio do Rasto permitiu a individualização de dois eventos deformacionais frágeis:

- 1) Evento D1 (Eo-Cretáceo): a fase inicial desta deformação, cujo regime é predominantemente distensional, é mais conspícua, visto que a principal estrutura relacionada é representada pelo enxame de diques que acompanha o Arco de Ponta Grossa. Esta estrutura é produto de um σ_1 orientado a N40W, o qual inicia sua rotação dextrógira ainda durante o

magmatismo intrusivo, fato denunciado pelos indicadores de movimentação dextral presentes em algumas das ZFs. As falhas geradas nesta fase são normais rotacionais (falhas em tesoura), cujos rejeitos verticais comumente ultrapassam os 100 m. A progressão da rotação dos paleotensores promoveu falhamentos pouco contínuos e persistentes nos diques de diabásio e nos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu. Há ainda a indicação de uma deformação particionada relacionada no final deste evento, indicada pela diferença de cerca de 15° entre os $SH_{máx}$ nos arenitos e nas rochas básicas. Esta deformação apresenta uma estreita relação com a posição do *hot spot* Tristão da Cunha e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul, onde o Arco de Ponta Grossa situa-se na condição de braço abortado de uma junção tríplice. Os dois braços restantes evoluíram no sentido de configurar o atual desenho do oceano;

- 2) Evento D2 (Neo-Cretáceo a Terciário): os paleotensores atribuídos a este evento indicam um regime transtensional, cujo $SH_{máx}$ (σ_1 ou σ_2) apresenta-se disperso entre as direções NE-SW e ESE-WNW (E-W em média). Nos diques de diabásio, as falhas deste evento apresentam σ_1 predominantemente sub-vertical, enquanto nas rochas do Grupo São Bento este paleotensor posiciona-se preferencialmente na horizontal. Esta diferença pode ser atribuída a uma diferença no grau de confinamento ao qual estavam submetidas diques e rochas do Grupo São Bento. Este mesmo condicionante explica a conspícua presença de bandas de deformação sinistrais a N60W nos arenitos, o que não ocorre nas falhas do Evento D1, pois implica uma maior pressão de fluídos e conseqüente fluxo cataclástico observado em várias das bandas aflorantes. De uma forma geral, as estruturas presentes nos arenitos relacionadas ao Evento D2 são representadas por um par conjugado de falhas sintéticas sinistrais a N60W e antitéticas dextrais a N60E. Já as falhas nos basaltos representam a totalidade da variação do $SH_{máx}$, pois apresentam uma alta diversidade de estruturas compatíveis.

O padrão estrutural imposto pelo Arco de Ponta Grossa nas rochas-reservatório, que são constituídas pelos arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, promove uma importante compartimentação hidrodinâmica do SAG. Esta influência é percebida em escala regional, através da inflexão das curvas potenciométricas que

impõem uma cota mais elevada entre os alinhamentos Rio Alonzo e São Jerônimo – Curiúva. Em razão da intensidade da estruturação tectônica, é esperada uma compartimentação local no fluxo, que interage com a ordem de grandeza regional de controle do fluxo, denotada pelo mergulho regional das camadas em direção ao depocentro da bacia.

Em relação à migração dos hidrocarbonetos gerados na Formação Irati, o magmatismo Juro-Cretáceo concomitante ao Evento D1 promove a existência de zonas de maturação termicamente induzida fora da janela de geração, situada na calha central da Bacia do Paraná. Uma destas áreas situa-se no Arco de Ponta Grossa, cuja estruturação caracterizada por grandes falhas normais-rotacionais induz uma migração através destas, a qual pode ocorrer tanto em direção à superfície quanto para os reservatórios deltaicos da Formação Rio Bonito, através de migração lateral quando as unidades reservatório e geradora são colocadas em contato por falha. O Evento D2 atua no sentido de reorganizar as trapas, promovendo a migração de hidrocarbonetos através das falhas (bandas de deformação nos arenitos). Esta deformação pode levar à destruição das trapas pré-existentes e na formação de novas armadilhas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. 1999. **Anuário estatístico da indústria brasileira do petróleo – 1990-1998**. Rio de Janeiro.
- AHLGERN, S.G. 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstones. **Journal of Structural Geology**. n.23, p.1203-1214.
- ANTONELLINI, M.; AYDIN, A., 1995. Effect of Faulting on Fluid Flow in Porous Sandstones: Geometry and Spatial Distribution. **AAPG Bulletin**. n.79, p.642-671.
- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E., 1995. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai: Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. **UFPR/Petrobrás**, 16 pp., 9 mapas.
- ARAÚJO, L.M.; TRIGÜIS, J.A.; CERQUEIRA, J.R.; FREITAS, L.C. da S. 2000. The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil. *in*: M.R. Melo and B.J. Kratz, eds., Petroleum systems of South Atlantic margins. **AAPG Memoir**. n.73, p.377-402.
- ARTUR, P.C. 1998. **Paleolineamentos na Bacia do Paraná: favorabilidade para a acumulação de hidrocarbonetos**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Dissertação de Mestrado, 202p.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional interplate stress field in South America. **J. Geoph. Res.** n.97, p.11.889-11.903.
- AYDIN, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. **Pure**

and Applied Geophysics. n.116, p.931-942.

AYDIN, A. 2000. Fractures, faults and hydrocarbon entrapment, migration and flow. **Marine and Petroleum Geology**. n.17, p.797-814.

BASTANI, M.; PEDERSEN, L. B. 2001. Automatic interpretation of magnetic dike parameters using the analytical signal technique. **Geophysics**, n.66, p.551-561.

BIDDLE, K.T.; CHRISTIE-BLICK, N. (eds). 1985. **Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation**. *Special Publication*, 37. SEPM. 386p.

BILLINGS, M.P. 1972 **Structural Geology**. New Jersey, Prentice-Hall. 3th Ed. 606p.

BRIGGS, I.C. 1974. Machine contouring using minimum-curvature. **Geophysics**, n.39, p. 39-48.

CAETANO CHANG, M.R.; WU, F.T.; BRIGHETTI, J.M.P. 1991. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In. SBG/SP-RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo. **Bol. de Resumos**, São Paulo, p. 53-58.

CAETANO CHANG, M.R. 1993 Estado D'arte do Conhecimentos Sedimentológicos/Estratigráficos das Formações Pirambóia e Botucatu no Estado de São Paulo. In. Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, Rio Claro, **Boletim de Resumos**, Rio Claro, p. 84-85.

CAETANO CHANG, M.R.; WU, F.T. 1993. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste paulista e a delimitação do contato entre as unidades. Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia

do Paraná, 1, Rio Claro, **Boletim de Resumos**, Rio Claro, p.93.

CAINE, J.S.; EVANS, J.P.; FOSTER, C.B. 1996. Fault Zone Architecture and Permeability Structure. **Geology**, n. 24(11), p. 1025-1028.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1991. Significado dos diques do Arco de Ponta Grossa na abertura diferencial do Atlântico Sul. IN: UNESP/SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, **Boletim de Resumos**. Rio Claro. p. 77-78.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, n. 213, p. 97-138.

COBBOLD, P.R.; GAPAIS, D.; ROSSELO, E.A.; 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal fold belt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. **Journal of Structural Geology**, n. 13, p. 743-758.

COBBOLD, P.R.; GAPAIS, D.; ROSSELO, E.A.; MILANI, E.J.; SZATMARI, P. 1992. Perno-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: Maarten J. De Wit, M.J. and Rasmone I.G.D. 1992. Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of South America. **Proceedings of the Conference on Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt**, Cap Town, South Africa, p. 15-21.

CONCEIÇÃO, J.C.; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do *rift* Sul-atlântico. **Bol. Téc. Petrobrás**, n.2 (2), p. 255-265.

DAVIS, G.H. 1984. **Structural Geology of Rocks and Regions**. New York, John Wiley & Sons, 492p.

- DAVIS, G.H.; BUMP, A.P.; GARCÍA, P.E.; AHLGREN, S.G. 1999. Conjugate Riedel deformation band shear zones. **Journal of Structural Geology**. n. 22, p. 169-190.
- DONATTI, L.M.; SAWAKUCHI, A.O.; GIANNINI, P.C.F.; Fernandes, L.A. 2001. The Pirambóia-Botucatu succession (Late Permian – Early Cretaceous, Paraná Basin, São Paulo and Paraná states): two contrasting eolian systems. **An. Acad. Bras. Cienc.** n. 73(3), p. 465.
- DUTTA, P.K. 1988. Influence of Climate and Depositional Environment on the Genesis of Mesozoic Quartzarenites of Gondwanaland. In. International Gondwana Symposium, 7, São Paulo, **Proceedings**, São Paulo. p. 173-188.
- FERNANDES, L.A.; ROSTIROLLA, S.P.; OLIVEIRA, M.M.; STRUGALE, M. 2002. Contribuição ao estudo da tectônica rúptil na Formação Marília, Grupo Bauru (em preparação).
- FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. Simp. Reg. Geologia. 3, Curitiba. **Anais**, Curitiba, V.1, p. 226-240.
- FERREIRA, F.J.F. 1982a. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 170p.
- FERREIRA, F. J. F. 1982b. Alinhamentos Estruturais – Magnéticos da Região Centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. **Consórcio CESP-IPT**, p.144-166.

- FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; CAMPANHA, G.A.C.; GALLI, V.L. 1989. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic modelling. **Bol. IG-USP, Série Científica**, n. 20, p. 96-70.
- FERREIRA, F.J.F.; PORTELA FILHO, C.V. 2002. Mapa magnético do Estado do Paraná (parcial). **Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA)**, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná – UFPR (inédito).
- FRAGA, C.G. 1992. **Origem de fluoreto em águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná**. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutoramento. 178p.
- GILBOA, Y.; MERO, F.; MARIANO, I.B. 1976. The Botucatu Aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. **Journal of Hydrology**, n. 29, p. 165-179.
- GEOSOFT, 2001. Microlevelling using bi-directional gridding. **Geosoft Technical Note**, 2p.
- GOLDSTEIN, A.; MARSHAK, S. 1998. Analysis of fracture array geometry IN: **Basic methods of structural geology**. Stephen Marshak & Gautam Mitra (Eds.) New Jersey, Prentice Hall, 446p.
- GORDON Jr., M. 1947. Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Bol. Div. Geol. Min. DNPM**, n. 234, p. 1-71.

HANCOCK, P.L. (Ed.) 1994. **Continental Deformation**. Oxford, Pergamon Press, 421 p.

HESTHAMMER, J.; JOHANSEN, T.E.S.; WATTS, L. 2000. Spatial relationships within fault damage zones in sandstone. **Mar. Petr. Geol.** n. 17, p. 873-893.

HSU, S.K.; SIBUET, J. -C.; SHYU, C. -T. 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: an enhanced analytic signal. **Geophysics**, n. 61, p. 373-386.

HSU, S. -K.; COPPENS, D.; SHYU, C. -T. 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytical signal. **Geophysics**, n. 63, p. 1947-1957.

KATTENHORN, S.A.; WATKEYS, M.K. 1995. Blunt-ended dyke segments. **Journal of Structural Geology**. n. 17, p. 1535-1542.

LAVINA, E.L. 1989. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano. SBG, Simp. Geol. do Sudeste, 1, Rio de Janeiro, **Boletim de Resumos**, Rio de Janeiro, p.8-9.

LAVINA, E.L.; Faccini, U.F.; 1993. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, Rio Claro, **Resumos**, Rio Claro, p. 94-95.

LAVINA, E.L.; Scherer, C.M.; 1997. Arquitetura Estratigráfica da Sedimentação Neopermiana e Mesozóica da Região Oeste do Estado do Rio Grande do Sul. Implicações na Construção do Arcabouço Cronoestratigráfico da Bacia do Paraná. In. Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3, Barra do Garças, **Boletim de Resumos**, Barra do Garças, p. 33-34.

- LOPEZ-GAMUNDI, O.R.; CONAGHAN, P.J.; ROSSELLO, E.A.; COBBOLD, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. **Jour. South America Earth Sciences**, n. 8(2), p. 129-142.
- MAACK, R. 1981. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2a ed. Rio de Janeiro. José Olympio Ed. 450p.
- MAGNAVITA, L.P. 2000. Deformation Mechanics in Porous Sandstones: Implications for Development of Fault Seal and Migration Paths in the Recôncavo Basin, Brazil. In: M.R. Melo and B. J. Katz (eds.) Petroleum Systems of South Atlantic Margins. **AAPG Memoir**, n. 73, p. 195-212.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; TREIN, E.; 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Bigarella, Salamuni e Pinto (Ed.) – Geologia do Pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. **Bol. Paranaense de Geoc.** n. 23 – 25, p. 52 – 105.
- MATOS, S.L.F. de; COIMBRA, A.M. 1997. Sucessão de fácies na Camada Porangaba, Grupo Passa Dois, Estado de São Paulo. **Rev. Bras. de Geoc.**, n. 27(4), p. 377-386.
- MILANI, E.J.; KINOSHITA, E.M.; ARAÚJO, L.M.; CUNHA, P.R.C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas na calha central. **Bol. Geoc. da Petrobrás**, n. 4(1), p. 21-34.
- MILANI E. J., FRANÇA A.B., SCHNEIDER R.L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, n. 8(1), p. 69-82.
- MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-**

ocidental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, Porto Alegre, 254 p. + volume de anexos.

MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Bol. IG. USP, Série Científica**, n. 29, p. 125-173.

MILANI, E.J.; CATTO, E. 1998. Petroleum geology of Paraná Basin, Brazil. **AAPG International Conference & Exhibition**, p.442-443.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. de Geociências**, n. 24(4), p. 473-484.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos. **Tectonic Evolution of South America**, Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.

MINTY, B. R. S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetical data. **Exploration Geophysics**, n. 22, p. 591-592.

NABIGHIAN, M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, n. 37, p. 507-517.

NABIGHIAN, M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, n. 39, p. 85-92.

NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Bol. Téc. da Petrobrás**, n. 13 (3), p. 291-346.

O'CONNOR, J.M.; DUNCAN, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot system: Implications for African and South America plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, n. 95 (B11), p. 475-512.

OGILVIE, S. R.; GLOVER, P. W. J. 2000. High Resolution Petrophysical Measurements of Deformation Bands in Sandstones. **Phys. Chem. Earth**, n. 26, p. 27-32.

PORTELA FILHO C.V. 2002. **Conexão hidráulica entre os Aquíferos Serra Geral e Guarani na região de Londrina – Maringá (PR), com base em dados aeromagnetométricos e hidroquímicos**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado (em andamento).

PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F.; ROSA FILHO, E.F.; BUCHMANN FILHO, A.C.; ROSTIROLLA, S.P. 2002. Estudo preliminar da conexão entre os aquíferos Serra Geral e Guarani com base em dados aeromagnetométricos e hidroquímicos. ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 12, Florianópolis, **Anais/CD-ROM**.

PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F. 2002. Modelagem magnética de diques de dolerito em estimativas de extensão crustal associadas ao Arco de Ponta Grossa, sudeste do Brasil (**em preparação**).

REBOUÇAS, A.C. 1999. Groudwater resources in South America. **Episodes**, n. 22 (3), p. 232-237.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F.F.M. 1984. Considerações sobre a Estratigrafia do Permo-triássico na Região da Serra do Cadeado, Paraná. In. SBG, Congr. Bras. de Geol., 33, Rio de Janeiro, **Anais**, Rio de Janeiro, p. 754-764.

RICCOMINI, C. 1989. **O Rift Continental do sudeste do Brasil**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutoramento, 256p.

RICCOMINI, C. 1995a. **Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 100 p.

RICCOMINI, C. 1995b. Padrão de fraturamentos do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. **Rev. Bras. de Geociências**, n. 25(2), p. 79-84.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; CORDANI U.G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H.M.; SONOKI, I.K. 1988. Age of Paraná Flood vulcanism. IN: Piccirillo E.M., Melphi A. (Eds). **The Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. IAG-USP Ed.

ROHN, R. 1995. **Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado.

ROSA FILHO, E.F.; SALAMUNI, R.; BITTENCOURT, A.V.L. 1987. Contribuição ao estudos das águas subterrâneas nos Basaltos do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 37, p. 22-52.

- ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; GIUSTI, D.A.; NADAL, C.A. 1998. Utilização das águas subterrâneas no abastecimento público das cidades paranaenses. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 46, p. 13-24.
- ROSA FILHO, E. F.; HINDI, E. C.; GIUSTI, D. A.; NADAL, C. A.; XAVIER, J. M. 2001. Distribuição do Geotermalismo na Bacia Sedimentar do Paraná. **Revista Latino Americana de Hidrogeologia**, n.1, p. 67–74.
- ROSSELLO, E.A.; MASSABIE, A.C.; LÓPEZ-GAMUNDI, O.R.; COBBOLD, P.R.; GAPAIS, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. **Jour. of South America Earth Sciences**, n. 10 (5-6), p. 389-402.
- ROSTIROLLA, S.P. 1999. Análise de incertezas em sistemas petrolíferos. **Rev. Bras. de Geol**, n. 29(2), p. 261-270.
- ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a Evolução da Bacia do Paraná – O Exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 30(4), p. 639-648.
- ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A.; KRAFT, R.P. 2002 Structural styles of intracratonic reactivation of the Perimbó Fault Zona, Paraná Basin, Brazil. **Paper submitted to the Journal of South American Earth Sciences, June 2002.**
- SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J. 1967. The Botucatu Formation. In: Bigarella J.J.; Becker, R.D.; Pinto, J.D. (eds) **Problems in Brazilian Gondwana Geology: a brazilian contribution to the I International Symposium on the Gondwana stratigraphy and paleontology**. 344p.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, **Anais**, Porto Alegre, V.1, p. 41-65.

SGARBI, G.N.C. 1996. General Aspects of the São Bento Group, Paraná Basin. A Bibliographic Research. In. SBG, Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil, 4, Rio Claro, **Boletim**, p. 239-245.

SOARES P.C. 1973. **O Mesozóico Gonduânico no Estado de São Paulo**. Departamento de Geologia e Mineralogia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 152 p.

SOARES P.C. 1975. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 5(4), p. 229-251.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **GSA Bulletin**, n. 89, p. 181-191.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M. 1982. Lineamentos em Imagens de Landsat e Radar e suas Implicações no Conhecimento Tectônico da Bacia do Paraná. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, Brasília, **Anais**, Brasília, V. 1, p. 143-167.

SOARES, P.C. 1992. **Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese para provimento de vaga de professor titular. 148p.

SOARES, P.C.; ASSINE, M.L. 1992. A Seqüência Triássico – Jurássica da Bacia do Paraná. Encontro sobre sedimentação continental das bacias mesozóicas brasileiras, 1, In. **Acta Geologica Leopoldensia**, n. 36, p. 137-138.

SOUZA, R.G. 1997. **Petróleo: histórico das descobertas e o potencial brasileiro**. Niterói, Ed. Muiraquitã. 272p.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V. 2002a. Compartimentação Estrutural das formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra – Estado do Paraná. **Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências, maio de 2002.**

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; ROSA FILHO, E.F.; MANCINI, F.; HINDI, E.C.; FERREIRA, F.J.F.; FREITAS, R.C. de. 2002b. Geologia Estrutural do Arco de Ponta Grossa no centro-norte do Estado do Paraná (Brasil): Implicações para a hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani. IN: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. 12, Florianópolis, **Anais/CD-Rom**.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO C.V.; FERREIRA, F.J.F.; FREITAS, R.C. 2002c. Structural framework an evolution of Ponta Grossa Arch and its implications to Pirambóia and Botucatu formations (Mesozoic of Paraná Intracratonic Basin), South Brazil. **Paper submitted to the Journal of South America Earth Sciences, September 2002.**

TURNER, S.; HAWKESWORTH, C.; GALLAGHER, K.; STEWART, K.; PEATE, D.; MANTOVANI, M. 1996. Mantle plumes, flood basalts, and ternal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and aplication to the Paraná. **Geophysical Research**, n. 101 (B5), p.

503-518.

USSAMI, N.; KOLISNIK, A.; RAPOSO, M.I.B.; FERREIRA, F.J.F.; MOLINA, E.C.; ERNESTO, M. 1991 Detectabilidade magnética dos diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. **Rev. Bras. Geociências**, n. 21(4), p. 317-327.

VIEIRA, A.J. 1973. Geologia do Centro e Nordeste do Paraná e Centro-sul de São Paulo. In. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Salvador, **Anais**, Salvador, V.3, p. 259-277.

WHITE, I.C. 1908. **Relatório final da Comissão das Minas de carvão de pedra do Brasil**. Rio de Janeiro.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990 The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: **AAPG Memoir**, n. 51, p.681-708.

ANEXO I

Mapa geológico na escala 1:250.000

ANEXO II

Planilha de pontos de campo

PONTO	COORDENADA UTM			LOCALIDADE e TOPONÍMIA	CARTA TOPOGRÁFICA	UNIDADE (s)	OBSERVAÇÕES
	X	Y	Z				
01	528669	7290063		posto Soledade - BR 376		Formação Serra Geral (dique)	bom afloramento
02 CONTROLE	499586	7330519	869	BR-376	FAXINAL	Formação Terezina	
03 CONTROLE	496304	7333215	928	BR-376	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique)	
04	492343	7349416	1224	antena repetidora da TELEPAR	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Torrencial e Eólico)	excelente afloramento
05	514795	7416574	586	PR-090 (CERNE)		Formação Serra Geral (derrame)	ótimo afloramento
06	523240	7387991	616	PR-090 (CERNE) próx. A Nova Sta. Bárbara	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (derrame) com diques de Botucatu cozido	bom afloramento
07	524650	7369713	908	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	TERRA NOVA	Formação Botucatu (Torrencial)	
08 CONTROLE	526213	7370035	806	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	SAPOPEMA	Formação Rio do Rasto	
09 CONTROLE	526130	7370313	853	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	SAPOPEMA	Formação Pirambóia	
10	526623	7370605	934	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	SAPOPEMA	Formação Botucatu (Torrencial)	
11	526942	7373079	910	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	SAPOPEMA	Formação Botucatu (Eólico)	
12	537195	7370947	1033	PR-090 cerne	SAPOPEMA	Formação Botucatu (Eólico)	
13 CONTROLE	537767	7369663	1038	PR-090 cerne	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (derrame) - dacito porfíritico	
14	538169	7368447	1066	PR-090 cerne	SAPOPEMA	Formações Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto	
15 CONTROLE	538827	7362832	997	PR-090 cerne	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (Soleira)	
16 CONTROLE	540441	7357610	755	PR-090 cerne	SAPOPEMA	Formação Terezina ou base do Serrinha	
17 CONTROLE	538889	7361322	925	PR-090 cerne, próximo a Sapopema	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (Soleira)	
18	538833	7362891	1047	PR-090 (CERNE)	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (dique)	ótimo afloramento
19	522725	7376599	809	Cachoeira São Jerônimo (Rio do Tigre)	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (dique de diorito pórfiro)	ótimo afloramento (cachoeira)
20	519787	7381618	767	estrada S. J. da Serra - São João do Pinhal	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (derrame)	
21 CONTROLE	510942	7386133	730	São João do Pinhal	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (derrame)	
22	518778	7380267		estrada Taquara - Terra Nova	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formações Rio do Rasto e Pirambóia	bom afloramento

23 CONTROLE	519034	7379392	656	estrada Taquara - Terra Nova	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Rio do Rasto	
24	517170	7378627	689	estrada Taquara - Terra Nova	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Torrencial e Eólico)	excelente afloramento
25	516884	7374182	819	estrada Taquara - Terra Nova (próx. A T. Nova)	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Eólico - silicificado)	bom afloramento
26 CONTROLE	517342	7367773	903	TERRA NOVA	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico)	
27 CONTROLE	517342	7369210	903	TERRA NOVA	TERRA NOVA	Formação Botucatu (Eólico)	
28	522578	7368677	1055	estrada S. J. da Serra - Terra Nova	TERRA NOVA	Formação Botucatu (Eólico)	ótimo afloramento
29 CONTROLE	522797	7367794	1107	TERRA NOVA	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico)	
30	521396	7366371	956		TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame)	surgência de água em conduto horizontal
31	521457	7366235	642		TERRA NOVA	Formações Serra Geral e Botucatu (Eólico)	bom afloramento
32	519442	7363965	937		TERRA NOVA	Formações Serra Geral e Botucatu (intertraap)	
33 CONTROLE	522497	7368297	1109	TERRA NOVA	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico)	
34	534409	7371698	1044	rio do Tigre	CONGONHINHAS	Formação Botucatu (Torrencial)	ótimo afloramento
35	537607	7361376	941	estrada PR-090 - Lambari	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (?dique)	bom afloramento
36 CONTROLE	533756	7360351	693	estrada Lambari - Serra do Gato	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (dique)	
37 CONTROLE	531184	7360246	918	estrada Lambari - Serra do Gato	SAPOPEMA	Formação Serra Geral (dique)	dique da Formação Rio do Rasto
38	529365	7362251	1131	alto da Serra do Gato	SAPOPEMA	Formação Botucatu (Eólico)	ótimo afloramento - surgência de água potável no Sítio do seu José Antônio
39	530506	7362501	1088	estrada Lambari - Serra do Gato (quase topo da serra)	SAPOPEMA	Formação Botucatu (Torrencial)	excelente afloramento
40	510013	7373393	497	U.H. Apucarantina	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Pirambóia	bandas de deformação (trend. N65W)
41	510270	7373503	507	Abrigo de pedra próx. a U.H. Apucarantina	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Pirambóia	bom afloramento
42	510498	7373595	559	estrada da U.H. Apucarantina	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Serra Geral (?dique em derrame); arenito (Botucatu Torrencial)	
43	510439	7373516	567	estrada da U.H. Apucarantina	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Torrencial)	bom afloramento

44 CONTROLE	510356	7373304	594	estrada da U.H. Apucarantina	TERRA NOVA	Botucatu (eólico)	bom afloramento
45 CONTROLE	510227	7373105	620	estrada da U.H. Apucarantina	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico)	bom afloramento
46 CONTROLE	509684	7373011	670	estrada da U.H. Apucarantina	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (intertrapp)	
47	509479	7373539	665	Alto do Salto Apucarantina	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico)	ótimo afloramento
48	488430	7374256	766	porto de areia do Arnaldo	TAMARANA	Formação Botucatu Torrencial (Formação Rio do Rasto aprox. 2m abaixo do pátio de lavra)	excelente afloramento - HCs em fraturas e em torno de bolas de silte
49	488739	7374273	717	acesso ao porto de areia do Arnaldo	TAMARANA	Formação Botucatu Eólico com Formação Serra Geral (derrame) sobreposta	bom afloramento
50	489733	7374533	725	porto de areia desativado	TAMARANA	Formação Botucatu (torrencial)	excelente afloramento - HCs em fraturas e em níveis
51 CONTROLE	488868	7366897	855	saibreira na estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (?dique - granulação grossa)	bom afloramento
52 CONTROLE	493701	7361283	1109		MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfíritico) c/ diques de arenito	
53 CONTROLE	492954	7361815	1060		MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame - 100m após dacito porfíritico)	bom afloramento
54 CONTROLE	492121	7363103	904		MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	
CONTROLE PTO 54	492038	7363450	864		MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	
55 CONTROLE	488691	7360910	824	BAIRRO MINEIROS	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	
56 CONTROLE	488680	7362397	789	BAIRRO MINEIROS	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (prov. derrame)	
57	488859	7363128	803	BAIRRO MINEIROS (Fazenda Londrina)	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Torrencial)	ótimo afloramento
58 CONTROLE	488198	7364476	862	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	
59 CONTROLE	487833	7363599	972	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico silicificado)	
60 CONTROLE	485941	7362025	1002	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (DERRAME)	
61 CONTROLE	485567	7361635	1011	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (blocos em colúvio)	

62	CONTROLE	485565	7360058	1083	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
							contato lateral: Formação Serra Geral (derrame de dacito porfírico) com Formação Botucatu	
63	CONTROLE	485584	7359086	1066	Estrada Tamarana - presídio	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
64		485194	7357704	1081	Presídio abandonado	MAUÁ DA SERRA		
65		482915	7358908	1052	Estrada Presídio - PR-445	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
66		?	?	?	PR-445	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	ótimo afloramento
67		486727	7347127	1229	Alto da Serra do Cadeado (junto a antena)	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (arenito intertrapp silicificado sobre derrame)	bom afloramento
68	CONTROLE	486689	7346823	1194	Alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
69		486955	7346795	1146	Alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu e Serra Geral (derrame - diques de arenito)	ótimo afloramento
70		486909	7346498	1056	estrada de ferro - boca do Tunel	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame) em contato por falha com arenito (Pirambóia com torrencial do Botucatu acima)	
71		487375	7346695	1125	alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (arenito intertrapp)	
72	CONTROLE	487625	7346726	1149	Alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
73		487707	7346830	1163	Alto da Serra do Cadeado (no alto da escarpa)	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	ótimo afloramento
74	CONTROLE	488562	7346743	1203	Alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	
75		488989	7346901	1235	Alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame) em contato lateral c/ Formação Botucatu	
76		488785	7347872	1182	borda da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Torrencial e Eólico)	excelente afloramento
77	CONTROLE	488855	7348176	1090	estrada BR-376 - alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	
78		489200	7348605	1028	estrada BR-376 - alto da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	matacos da Formação Botucatu Torrencial	
79		478561	7354808	1045	BR-272 (próx. Ao cruzo com o trilho)	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (Arenito Intertrapp)	bom afloramento
80	CONTROLE	473432	7345525	929	Estrada da cach. Bufadeira	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame) e blocos e matacos de Botucatu silicificado	

81 CONTROLE	473486	7345670	902	Estrada da cach. Bufadeira	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame)	
82 CONTROLE	473441	7345811	875	Estrada da cach. Bufadeira	RIO BOM	Formação Serra Geral (dique)	
83 CONTROLE	472842	7346106	767	Cachoeira Bufadeira	RIO BOM	Formação Serra Geral (dique)	
84 CONTROLE	472261	7346125	805	Estrada da cach. Bufadeira	RIO BOM	Formação Pirambóia (silicificado) em contato com dique	
85 CONTROLE	472107	7346224	822	Estrada da cach. Bufadeira	RIO BOM	Formação Botucatu	
86 CONTROLE	471609	7346442	867	Estrada da cach. Bufadeira	RIO BOM	Formação Botucatu sob sill de diabásio pórfiro (Formação Serra Geral)	
87 CONTROLE	450465	7354419	647	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	
88 CONTROLE	450495	7355544	671	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame) e blocos de dique	
89 CONTROLE	453052	7361955	629	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (dique)	
90 CONTROLE	452085	7361284	571	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	
91	451838	7361456	543	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	preenchimento de fraturas por ágata e calcedônia
92 CONTROLE	451154	7359923	443	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame - basalto amigdalóide)	amígdalas decimétricas
93 CONTROLE	450036	7359904	548	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	um pouco abaixo, afloram basaltos tufáceos, que devem ser do topo de outro derrame
94 CONTROLE	449794	7359615	538	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	Formação Serra Geral (dique)	ocorrem microdiques de basalto com vitrificação no contato
SURGÊNCIAS	450041	7358774	510	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	surgências contínuas por mais de 200m, com fluxo de NE para SW	
SURGÊNCIAS	451048	7356411	595	estrada velha Rio Bom - Borrazópolis	RIO BOM	surgências contínuas por mais de 2kms, com fluxos de NE para SW	
95 CONTROLE	469172	7336788	560	estrada para Bufadeira	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
96 CONTROLE	469117	7337040	565	estrada para Bufadeira	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique)	

97 CONTROLE	469183	7337746		estrada para Bufadeira	FAXINAL	dique da Formação Serra Geral em contato com siltitos da Formação Rio do Rasto	
98	468913	7338145	633	estrada para Bufadeira	FAXINAL	Formação Pirambóia	
99 CONTROLE	468820	7338214	655	estrada para Bufadeira	FAXINAL	Formação Serra Geral (DIQUE)	
100 CONTROLE	465722	7344946	807	porto de areia próximo a Faxinal	FAXINAL	Formação Botucatu (Eólico)	arenito muito friável
101 CONTROLE	464954	7344798	752	saída sul de Faxinal, direção a Marumbi	FAXINAL	Formação Botucatu (Eólico)	pode ser arenito intertraap
102 CONTROLE	464835	7344729	736	saída sul de Faxinal, direção a Marumbi	FAXINAL	Formação Botucatu (Eólico)	
103 CONTROLE	463933	7341948	585	saída sul de Faxinal, direção a Marumbi	FAXINAL	Formação Serra Geral (SILL) sobreposta a arenito da Formação Pirambóia	
104	453457	7337859	525	estrada Faxinal - Grandes Rios, logo depois da entrada da estrada velha para Grandes Rios	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame com vesículas)	bom afloramento
105	451743	7333014	527	próximo ao trevo para Grandes Rios	FAXINAL	contato entre Formação Serra Geral (derrame) e Formação Botucatu	bom afloramento
106 CONTROLE	453731	7338016	523	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Serra Geral (DERRAME)	
107	453902	7337966	527	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Botucatu (Eólico)	
108	454644	7337097	430	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
109 CONTROLE	454855	7336915	448	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Serra Geral	
110	455448	7336670	472	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	dique de diabásio na drenagem
111 CONTROLE	455524	7336197	459	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
112 CONTROLE	457073	7334833	392	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
113 CONTROLE	462129	7333038	436	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
114 CONTROLE	457738	7334019	427	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
115 CONTROLE	457630	7332399	426	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
116 CONTROLE	457559	7331766	407	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
117 CONTROLE	459586	7328960	410	estrada do Postinho	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	

118	458626	7325349	604		FAXINAL	Formação Botucatu (Eólico)	cerca de 30m acima, afloram basaltos vesiculares
119	445195	7329144	457	estrada da balsa para Ivaiporã	IVAIPORÃ	Formação Serra Geral (dique de diorito)	bom afloramento
120 CONTROLE	446246	7328952	550	estrada da balsa para Ivaiporã	IVAIPORÃ	Formação Serra Geral (derrame de basalto porfíritico)	
121	448734	7323222	415	proximidades do Rio Ivaí	IVAIPORÃ	Formação Botucatu (Eólico)	
122 CONTROLE	448839	7323449	437	proximidades do Rio Ivaí	IVAIPORÃ	Formação Botucatu (blocos silicificados)	acima, pode-se ver a quebra do basalto
123 CONTROLE	451647	7326490	626		FAXINAL	Formação Serra Geral (DERRAME)	
124	461620	7320362	551	estrada Grandes Rios - Rio Branco; Serra da Caneleira	FAXINAL	Formações Rio do Rasto e Pirambóia	excelente afloramento
125	461651	7320125	591	estrada Grandes Rios - Rio Branco; Serra da Caneleira	FAXINAL	Formações Pirambóia e Botucatu	excelente afloramento
126 CONTROLE	464214	7316254	690	estrada Grandes Rios - Rio Branco	FAXINAL	Formação Pirambóia	bom afloramento - pode-se ver a escarpa do Botucatu acima
127 CONTROLE	464675	7315396	649	estrada Grandes Rios - Rio Branco	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
128 CONTROLE	461929	7306562	515	estrada Rio Branco - Porto Espanhol	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
129 CONTROLE	463136	7306356	594	estrada Rio Branco - Porto Espanhol	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique) após siltitos Rio do Rasto	
130 CONTROLE	463748	7307143	586	estrada Rio Branco - Porto Espanhol	FAXINAL	Formação Serra Geral (DIQUE)	
131 CONTROLE	465542	7308646	750	estrada Rio Branco - Porto Espanhol	FAXINAL	Formação Pirambóia	
132	469177	7312526	748	estrada Rio Branco - Rosário do Ivaí	FAXINAL	Formação Pirambóia	
133	469235	7312874	776	estrada Rio Branco - Rosário do Ivaí (serra)	FAXINAL	Formação Botucatu (Torrencial)	ótimo afloramento - logo acima, há blocos de basalto
134 CONTROLE	475144	7312289	899	estrada Rio Branco - Rosário do Ivaí (borda da serra)	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame) sobre Formação Botucatu; Pirambóia mais adiante	ótimo afloramento
135 CONTROLE	475804	7312790	784	estrada Rio Branco - Rosário do Ivaí (BASE da serra)	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
136 CONTROLE	429018	7348022	914	Base do morro das antenas, Sa. Do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	bom afloramento
137	495133	7347068	952	Estrada saindo da BR-376, num alinhamento positivo ao lado de um sítio	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (DIQUE)	bom afloramento

138	486932	7358805	983	afloramentos ao lado da estrada p/ Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico silicificado)	bom afloramento
139 CONTROLE	487661	7358613	998	afloramentos no corte da estrada p/ Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame) - dacito porfirítico alterado	
140	490725	7357985	1053	Saibreira grande junto a estrada presidio - incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
141 CONTROLE	493356	7359022	1073	afloramento junto a estrada que sai da estrada p/ Incrão e vai p/ a Sa. Do Pico Aparado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame) - dacito porfirítico	
142 CONTROLE	493330	7358662	977	Corte da estrada para Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
143 CONTROLE	494862	7358377	926	Corte da estrada para Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
144	494833	7357601	786	Corte da estrada para Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	
145 CONTROLE	495736	7357797	947	Corte da estrada para Incrão	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame)	
146	481000	7357693	1040	PR-445 (curva) - cava de material de empréstimo	MAUÁ DA SERRA	Formações Serra Geral (derrame) com arenitos sobrepostos (Formação Botucatu - intertraap)	ótimo afloramento
147	480924	7357288	1041	Corte da PR-445 com cantaria, próximo ao trevo com a BR-376	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (silicificado) - com Formação Serra Geral (derrame) sobreposta	bom afloramento
148	462528	7322102	501	estrada secundária que sai do asfalto p/ Rio Branco do Ivaí	FAXINAL	Formação Rio do Rasto com colúvios fraturados	bom afloramento
149	484259	7353079	1063	BR-376 (km-301), no final da Sa. Do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral com arenito intertraap	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
150	482989	7353289	1103	BR-376 praticamente no final da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral com cerca de 10m de arenito intertraap	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
151	524562	7295852	847	BR-376, atrás do Hotel Chale, junto ao trevo de Telêmaco Borba	TELÊMACO BORBA	Formação Serra Geral (provavelmente dique)	ótimo afloramento
152	488429	7351269	883	BR-376, no início da segunda parte da subida da Serra do Cadeado	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
154	465128	7345975	754	pedreira desativada (com cachoeira) na periferia de Faxinal	RIO BOM	Formação Serra Geral	excelente afloramento
155	481878	7348122	1036	Serra do Cadeado, junto ao ramal abandonado da ferrovia	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (Eólico)	excelente afloramento
156	482045	7350384	1077	estrada "casa de Maria" - BR-376	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (derrame) com arenito intertraap sobreposto	bom afloramento

157	487526	7351817	961	BR-376 (Serra do Cadeado)	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
158	486486	7353191	946	BR-376 (Serra do Cadeado)	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
159	472818	7317270	795	morro testemunho (acesso por trilha)próx. a Rosário do Ivaí	FAXINAL	Formações Pirambóia (quase não aflora) e Botucatu	bom afloramento
160	475858	7312976	850	escarpa na estrada Rosário do Ivaí - Rio Branco do Ivaí	FAXINAL	Formações Pirambóia e Botucatu (Torrencial)	excelente afloramento
161	463624	7314463	607	cachoeira no Rio Branco, entrada pela fazenda de rodeios	FAXINAL	Formação Pirambóia	ótimo afloramento
162	451977	7329015	687	pedreira na estrada para Rio Branco, próximo ao trevo para Grandes Rios	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame)	
163 CONTROLE	459670	7335793	483	estrada Faxinal - atalho do postinho	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
164 CONTROLE	463059	7340194	581	estrada Faxinal - atalho do postinho	FAXINAL	Formação Pirambóia	
165 CONTROLE	463295	7341037	527	estrada Faxinal - atalho do postinho	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
166	485956	7353017	927	BR-376, junto a uma curva em S bem forte	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	excelentes afloramentos nos novos cortes da BR-376
167	x	x	x	pedreira e corte de ferrovia próximo a BR-376 (curva grande)	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique)	ótimo afloramento
168 CONTROLE	505068	7391395	436	margem do Rio Tibagi, pela estrada que sai de Pote p/ a antiga balsa	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Serra Geral (dique)	
169	505442	7391150	468	estrada Rio Tibagi - Pote, no início da subida	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Eólico)	
170	506769	7391105	475	estrada Rio Tibagi - Pote, no início da subida	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Eólico)	
171	508737	7390250	522	estrada Rio Tibagi - Pote	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu (Eólico)	bom afloramento
172 CONTROLE	510258	7389682	609	estrada Rio Tibagi - Pote	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	início da Formação Serra Geral (derrame)	
173 CONTROLE	523163	7370895	1061	estrada no platô de Terra Nova	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame - dacito porfirítico)	

174	521904	7372539	928	perau na borda NE do plato de Terra Nova, defronte as salto São Jerônimo	TERRA NOVA	Formação Botucatu (Eólico), com Formação Serra Geral na parte mais alta do platô	
175 CONTROLE	517414	7368757	875	estrada Terra Nova p/ Mo. Paredão (próx. A T. Nova), perto do ponto 27	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (dique)	
176	517206	7360971	1091	Alto do Mo. Do Paredão	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (provável dique de diorito pórfiro)	bom afloramento
177 CONTROLE	517243	7361733	960	descida do Mo. Do Paredão	TERRA NOVA	Formação Botucatu (Torrencial)	
178	517070	7361933	923	descida do Morro do Paredão, junto a algumas bicas d'água	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (derrame de dacito porfirítico)	bons afloramentos
179 CONTROLE	516649	7362271	839	descida do morro do Paredão	TERRA NOVA	Rio do Rasto (primeiro afloramento a jusante do morro)	
180 CONTROLE	515821	7365313	823	estrada p/ Mo. Do Paredão no final da descida do platô de Terra Nova	TERRA NOVA	Formação Rio do Rasto (início)	
181 CONTROLE	515506	7365767	843	estrada Mo. Paredão - descida do platô de Terra Nova	TERRA NOVA	Formação Pirambóia (?) e dique de diabásio	
182	515247	7366454	891	início da descida do platô de Terra Nova para o Mo do Paredão	TERRA NOVA	Formação Botucatu sotoposta pela Formação Serra Geral (derrame de dacito porfirítico)	
183	526390	7375513	854	porto de areia na periferia de São Jerônimo da Serra (saída p/ Terra Nova)	CONGONHINHAS	Formação Pirambóia sotoposta pela Formação Botucatu (acesso difícil)	excelente afloramento
184	534916	7371952	1039	saindo da PR-090 próximo a uns bouders numa curva (porteira de madeira), em direção ao ponto 34)	SAPOPEMA	Formação Pirambóia (fundo do vale) e Formação Botucatu	ótimo afloramento
185 CONTROLE	508568	7382078	471	porto de areia Primavera - Rio Tibagi	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Rio do Rasto (arenito)	
186 CONTROLE	507560	7382231	457	estrada para o Porto de Areia Primavera (Rio Tibagi)	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Rio do Rasto (siltito)	
187	505768	7382425	522	estrada para o Porto de Areia Primavera (Rio Tibagi)	SANTA CECÍLIA DO PAVÃO	Formação Botucatu	bom afloramento
188	502042	7368313	809	estrada Apucarantina - acampamento MST - Tamarana	TERRA NOVA	Formações Serra Geral (derrame e dique) em contato por falha com a Formação Rio do Rasto	bom afloramento
189	508624	7362668	722	estrada p/ a Faz. Gaúcha - saindo da estrada Natingui - Incrão	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (dique), antecedido por derrame ou soleira	
190 CONTROLE	508715	7362129	754	estrada p/ a Faz. Gaúcha - saindo da estrada Natingui - Incrão	TERRA NOVA	Formação Rio do Rasto	
191 CONTROLE	506220	7356230		início da estrada para a Faz. Gaúcha	TERRA NOVA	Formação Serra Geral (soleira) sobre a Formação Rio do Rasto	
192 CONTROLE	500808	7358414	700	Saída de Incrão para Natingui	TERRA NOVA	Formação Rio do Rasto	

193	452378	7318835	738	Estrada Grandes Rios - Flórida do Ivaí, junto a uma escola abandonada	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
194 CONTROLE	452955	7317437	525	estrada que sai da estrada Grandes Rio s- Flórida para o Rio Ivaí	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
195 CONTROLE	452921	7317945	580	estrada que sai da estrada Grandes Rio s- Flórida para o Rio Ivaí (início da subida da serra)	FAXINAL	Formação Botucatu (Serra Geral logo acima)	
196 CONTROLE	464457	7313912	634	ponte sobre o Rio Branco	FAXINAL	formação Pirambóia ? Com dique no rio	
197	462025	7313662	651	estrada Rio Branco - Flórida do Ivaí	FAXINAL	Formação Botucatu (fácies torrencial)	bom afloramento
198 CONTROLE	459058	7319268	660	estrada Flórida - Ponte Nova do Rio Branco	FAXINAL	Formação Botucatu (eólico)	
199 CONTROLE	459666	7320758	606	estrada Flórida - Ponte Nova do Rio Branco	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique)	
200 CONTROLE	460111	7321669	497	ponte nova sobre o Rio Branco	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
201	459400	7322688	539	corte de estrada - saindo da estrada Ponte Nova - asfalto	FAXINAL	Formação Pirambóia	excelente afloramento
202 CONTROLE	459788	7322671	486	corte de estrada - saindo da estrada Ponte Nova - asfalto (fundo de vale)	FAXINAL	Formação Rio do Rasto	
203 CONTROLE	491900	7362340	830	leito do rio do Ernesto, próximo a uma casa	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (dique)	
204	491180	7363430	785	afloramento natural junto a estrada que corre paralela ao Rio do Ernesto	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu ou arenito intertraap	bom afloramento
205 CONTROLE	485360	7352880	1025	BR-376, na primeira grande curva após o ponto 149 (descendo), ao lado de uma casa	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia (provável)	
206 CONTROLE	486170	7351610	1105	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (base fácies eólica)	
207 CONTROLE	486310	7351640	1100	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra - corte de estrada no início da descida	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu (fácies torrencial)	bom afloramento
208 CONTROLE	486380	7351590	1065	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra - corte de estrada na descida junto a porteira	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia	
209 CONTROLE	487010	7351770	~1040	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra - leito de estrada na descida junto ao cruzamento	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	

210 CONTROLE	486620	7352220	~1030	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra - corte de estrada um pouco antes do segundo cruzamento	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia (provável)	
211 CONTROLE	486510	7352390	970	trilha que sai da BR-376 (próximo ao pto. 158) e sobe a Serra - corte de estrada logo após o segundo cruzamento	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	
212	480970	7348330	1045	cortes abandonados da estrada de ferro, primeiro afloramento	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia com soleira	excelente afloramento
213	481630	7348480	1040	perfil que começa nos cortes da estrada de ferro e termina no alto do morro	MAUÁ DA SERRA	Formações Pirambóia (com soleira de basalto na base), Botucatu e Serra Geral (dique)	ótimos afloramentos
214	482650	7347360	1010	continuação dos cortes abandonados da estrada de ferro	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia, onde solo vermelho pode denunciar a presença da soleira	bom afloramento
215	484230	7347450	1050	estrada // ao trilha (Faz. Vovo anibal), há uma extensa área de afloramentos que vão da Formação Rio do Rasto à Formação Serra Geral (derrame)	MAUÁ DA SERRA	Formações Rio do Rasto, Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (derrame)	excelentes afloramentos
216	484390	7347690	1120	estrada // ao trilha (Faz. Vovo anibal), há uma extensa área de afloramentos que vão da Formação Rio do Rasto à Formação Serra Geral (derrame)	MAUÁ DA SERRA	Formações Botucatu e Serra Geral (derrame)	excelentes afloramentos
217	487780	7346160	1040	estrada de ferro ALL Serra do Cadeado - estação Denisar Zanillo	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia em contato por falha com arenitos conglomeráticos	bom afloramento
218	488080	7346050	1040	estrada de ferro ALL - boca do último túnel descendo a serra	MAUÁ DA SERRA	Formação Pirambóia (base)	excelentes afloramentos
219	490850	7345780	1130	Cortes abandonados (!?) quase no alto da Serra do Mulato	MAUÁ DA SERRA	Formações Pirambóia e Botucatu torrencial	excelentes afloramentos
220	502796	7338033	921	Estrada que sai da BR-376 (km 335) para Briolândia e Natingui	TELÊMACO BORBA	Formação Serra Geral (dique)	
221	522503	7352460	698	Faz. Serra Grande	MAUÁ DA SERRA	Formação Serra Geral (dique de diorito)	
222	489728	7348491	916	BR-376 ao lado do jorro de água	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	bom afloramento
223	489100	7348810	920	BR-376	MAUÁ DA SERRA	Formação Rio do Rasto	bom afloramento
224	480429	7351620	955	Pedreiras para cantaria de arenito cozido próximos a estrada de ferro	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu	excelente afloramento
225	494033	7351475	1078	Escarpa a Ne do Morro da Antena	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu e Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
226	478660	7350718	972	afloramento natural próximo a uma drenagem afluente do Rio Bufadeira	MAUÁ DA SERRA	Formação Botucatu	bom afloramento
227 CONTROLE	534597	7369333	1098	leito da antiga Estrada do Cerne, saindo do ponto 14	SAPOPEMA	Formação Rio do Rasto	

228 CONTROLE	535782	7368834	1101	leito da antiga Estrada do Cerne, saindo do ponto 14	SAPOPEMA	Formação Botucatu e Formação Serra Geral (derrame)	
229 CONTROLE	528749	7362924	1135	Alto da Serra do Gato (borda oeste)	SAPOPEMA	Formação Botucatu	
230	494200	7334285	849	pedreira CESBE, próximo ao Bairro dos França da BR-376	FAXINAL	Formação Serra Geral (dique e soleira)	excelente afloramento
231	494135	7337821	977	BR-376 em curva bem fechada	FAXINAL	formações Serra Geral (dique) e Formação Rio do Rasto (mb. Serrinha)	excelente afloramento - exsudação de óleo
232	490740	7334349	1026	BR-376 próximo a praça de pedágio Mauá da Serra	FAXINAL	Formação Rio do Rasto (base do Mb. Morro pelado)	excelente afloramento
233	451271	7328586	694	pedreira a lado da estrada Grandes Rios - Rosário, próximo a pedreira do ponto 162	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame)(excelente afloramento
234				corte da Pr-415 (BR-272 - Grandes Rios), na descida antes da ponto do Rio Alonzo	FAXINAL	Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
235	464878	7347476	806	antiga frente de lavra cerca de 2 km após o segundo trevo de Faxinal, junto a uma banquinha de mel	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	bom afloramento
236	466583	7346671	781	trevo secundário para Faxinal	RIO BOM	Formação Serra Geral (derrame)	ótimo afloramento

